



Variabilité interannuelle des émissions d'aérosols minéraux en zone semi-aride sahélienne

Caroline Pierre

► To cite this version:

Caroline Pierre. Variabilité interannuelle des émissions d'aérosols minéraux en zone semi-aride sahélienne. Interfaces continentales, environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT: . tel-00921688

HAL Id: tel-00921688

<https://theses.hal.science/tel-00921688>

Submitted on 20 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France

présentée par
Caroline PIERRE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Variabilité interannuelle des émissions d'aérosols minéraux en zone semi-aride sahélienne

Thèse soutenue le 7 décembre 2010

devant le jury composé de :

Guy CAUTENET
Jean-Louis ROUJEAN
Hélène CHEPFER
Patricia DE ROSNAY
Eric MOUGIN
Gilles BERGAMETTI
Béatrice MARTICORENA

Rapporteur
Rapporteur
Présidente
Examinatrice
Examineur
Directeur de thèse
Co-directrice de thèse

Thèse préparée au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques,
Institut Pierre-Simon Laplace

REMERCIEMENTS

Je remercie ici vivement l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté de participer à l'évaluation de mes travaux de thèse. Parmi eux, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers Guy Cautenet et Eric Mougin pour avoir été les membres de mon Comité de Thèse tout au long de ces trois années. Leur intérêt et leur curiosité pour les travaux que j'ai menés ont beaucoup compté dans ma propre motivation pour mon sujet de recherche. Je tiens également à remercier Jean-Louis Roujean pour sa disponibilité et pour avoir accepté, avec Guy Cautenet, d'être rapporteur de ce travail de thèse.

Un grand merci également à Gilles Bergametti pour avoir été mon directeur de thèse, car il a su effectivement insuffler la direction de mes travaux tout en me laissant l'espace nécessaire pour m'approprier ce sujet de recherche. Je me réjouis aussi d'avoir eu avec lui des discussions qui sortaient du cadre purement scientifique, mais étaient tout aussi importantes à mes yeux. J'espère que nous pourrons continuer d'échanger sur les politiques locales africaines, la légitimité du scientifique, l'insurrection des consciences et le cloisonnement des savoirs!

Mes sincères remerciements aussi à Béatrice Marticorena, co-directrice de cette thèse, qui a su être très disponible, même pendant cette fameuse période difficile de fin de thèse (c'est décidé, après la thèse j'arrête de râler. Enfin j'essaie). Participer à des discussions de travail avec Gilles et Béatrice a été d'ailleurs particulièrement formateur dans l'art de la controverse scientifique...

Merci beaucoup à Christel et Catherine qui ont toujours été là dans les moments difficiles!! (d'ailleurs, surtout dans ces moments là!). Elles m'ont aidé avec patience à progresser dans la voie éprouvante et mystérieuse de la modélisation et de la programmation. Amis thésards, la morale de ceci est : faites des sauvegardes, et acceptez la part de mystère de l'informatique!

Et bien sûr un grand et chaleureux merci à mes acolytes de la pause café de 15h30, qui j'espère perdurera pour encore quelques générations de thésards : Camille-Jaklyn (courage, toi aussi tu vas y arriver), Manu (on fêtera ça ensemble!), Richard-et-Guillaume (vos soutenance en anglais?), Benjamin (tu me raconteras les futures projections à l'appart'), Camille M-V (ça y est, tu n'es plus le dernier arrivé!), Benoît (bientôt champion de judo?), et aussi Adriana, Gilles F., Christophe, Bernadette, et tous les membres de l'équipe modélisation et du LISA qui ont rendu ce séjour de trois ans convivial et motivant.

Last but not least, merci à ma famille ; et pleins de mercis à mes nombreux coloc', Baptiste, Sarah, Yann, Philippe, Greg, Anne-So, Jenni, Orsi, Mool, Mister F..., pour cette ambiance solidaire, conviviale et joyeuse dans laquelle nous avons vécu, à Pierre, et à mes amis, Matthieu, Jérôme, Charlotte, Jérémy, Jean-François et tous les autres...

LISTE DES SYMBOLES

AET_i	contribution de la couche i à l'évapotranspiration
a_i	constante dépendant de la texture du sol
b_i	constante dépendant de la texture du sol
c	coefficient empirique du flux horizontal
B_d	biomasse morte sur pied
B_g	biomasse verte
B_{g0}	biomasse verte initiale
B_l	biomasse de litière
D	biomasse de litière décomposée
D_i	flux de drainage de la couche i
D_p	diamètre d'un grain du sol
ds	surface basale d'une particule du sol de diamètre D _p
dS_{rel}	surface couverte par les particules de diamètre D _p
E	fraction de surface érodable
E	évaporation
F	flux vertical d'émission
F_c	forces capillaires
Fr	force résultante
f_{eff}	répartition de l'énergie en fonction de Z0 et z0s
fPAR	efficacité climatique (fraction de I ₀ correspondant au PAR, égale à 0.466)
f_d	taux de couverture par la végétation sèche
f_g	taux de couverture par la végétation verte
f_l	taux de couverture par la végétation de litière
f_s	taux de présence du sol nu
f_v	taux de couverture par toute la végétation
G	flux horizontal de saltation
h	hauteur moyenne des obstacles (éléments de rugosité, végétation)
I₀	rayonnement solaire journalier
I_p	forces interparticulaires
I_{phase}	compteur de jours depuis le début de croissance (végétaux)
j	nombre de modes
k	constante de Von Karman, égale à 0.4
l	largeur des obstacles (éléments de rugosité)
M	fraction massique du mode j
n	nombre de données/d'éléments
P	poids ou force de gravité
PAR	rayonnement exploitable pour la photosynthèse
P_g	activité photosynthétique

P_{max}	photosynthèse maximale (kg/ha)
PET	évapotranspiration potentielle (végétaux)
PE	évaporation potentielle
PTr	transpiration potentielle (végétaux)
R	nombre de Reynolds
R_c	respiration de construction
R_d	respiration à l'obscurité
R_m	respiration d'entretien
R_p	photorespiration
R_t	respiration (végétaux)
R²	coefficient de corrélation au carré
r_c	résistance de la canopée
r_{ss}	la résistance de la surface du sol
S	surface
S	sénescence (végétaux)
Tr	transpiration (végétaux)
U	vitesse du vent
U_{t(10m)}	vitesse du vent seuil à 10 mètres de hauteur
U*	vitesse de friction du vent
U*t	vitesse de friction seuil de l'érosion
U*_{td}	vitesse de friction seuil de l'érosion relative à un sol sec
U*_{tw}	vitesse de friction seuil de l'érosion relative à un sol humide
w	humidité des sols, teneur en eau volumique
w₀	humidité résiduelle des sols
Z₀	hauteur de rugosité aérodynamique
z	hauteur au-dessus de la surface du sol
z_{0s}	hauteur de rugosité lisse
%_{arg}	teneur en argile du sol
α	efficacité de sandblasting
ε_i	efficacité d'interception (du PAR par les feuilles)
ε_c	efficacité de conversion maximale de l'énergie disponible en matière végétale
λ	densité de rugosité
Ψ_{s,i}	potentiel hydrique du sol (en bars) pour la couche i
θ^{-bi}	teneur en eau du sol (en m ³ m ⁻³) pour la couche i,
μ	coefficient de viscosité dynamique de l'air
ν	viscosité cinématique de l'air
ρ_a	densité de l'air
ρ_p	densité d'une particule du sol
τ	contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface du sol

LISTE DES ACRONYMES

ADEOS	ADvanced Earth Observing Satellite
AGHRYMET	AGRométéorologie-HYdrologie-METéorologie
AI	Aerosol Index (TOMS)
ALMIP	AMMA Land Surface Model Intercomparison Project
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CAMS	Climate Assessment and Monitoring System
CILSS	Comité Inter-états de Lutte contre la Sécheresse au Sahel
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CMORPH	CPC MORPHing
CPC	Climate Prediction Centre
CRA	Centre Régional AGHRYMET
DMSP	Defense Meteorological Satellites Program
DPM	Dust Production Model
DOY	Day Of Year
DVGM	Dynamic Global Vegetation Model
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ERS	Earth Resource Satellite
ESA	European Space Agency
ESDB	European Soil DataBase
FAO	Food and Agriculture Organization
GCM	Global Circulation Model
GLOBE	Global Land One-kilometer Base Elevation
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GTS	Global Telecommunication System
HWSD	Harmonized World Soil Database
IDDI	Infrared Difference Dust Index
IIASA	International Institute for Applied System Analysis
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
IR	InfraRed
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LAI	Leaf Area Index
LPJ	Lund-Postdam-Jena model
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

MW	MicroWave
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP	Net Primary Production
ORCHIDEE	Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems
PAR	Photosynthetic Active Radiation
PIR	Proche InfraRouge
PFT	Plant Functional Types
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RFE(2.0)	RainFall Estimate (version 2.0)
SAR	Synthetic Aperture Radar
SARRA	Système d'Analyse Régionale des Risques Agroclimatiques
SLA	Specific Leaf Area
SMU	Soil Mapping Unit
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
STEP	Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model
STOMATE	Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems
SU	Soil Unit
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM(3B42)	Tropical Rainfall Measuring Mission (product 3B42)
WRF	Weather Research Forecasting

TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION	11
2. COMPARAISONS PLURIANNUELLES DE PRODUITS SATELLITAIRES DE PLUIES AU SAHEL	24
2.1. Introduction	24
2.2. <i>Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling</i>	26
2.3. Conclusion.....	60
2.3.1 Cas des pluies faibles ($w < 1 \text{ mm/j}$)	60
2.3.2. Bilan de l'intercomparaison	63
3. SIMULATIONS DYNAMIQUES DE LA VÉGÉTATION SAHÉLIENNE.....	64
3.1. Problématique.....	64
3.2. Mesures et indices de végétation.....	64
3.2.1. Cycle végétatif.....	64
3.2.2. Méthodes et indices existants	65
3.2.3. L'indice de végétation NDVI.....	66
3.2.4. L'indice de végétation LAI.....	66
3.3. Modèles de végétation.....	69
3.3.1. Modèles globaux (DVGM : Dynamic Global Vegetation Models)	69
3.3.2. Modèles propres aux zones semi-arides.....	72
3.4. Le modèle STEP.....	75
3.4.1. Module de croissance	75
3.4.2. Module de bilan d'eau	77
3.4.3. Fonctionnement du modèle	78
3.4.4. Assimilation de mesures satellitaires	78
3.4.5. Améliorations du modèle STEP initial.....	79
3.4.6. Conclusion.....	80
3.5. Adaptation du modèle STEP	81
3.5.1. Spatialisation et limitations inhérentes.....	81
3.5.2. Sélection des paramétrisations	81
3.5.3. Tests de sensibilité	83
3.5.4. Données météorologiques journalières	89
3.5.5. Données de texture du sol	89
3.5.6. Paramètres de calibration	90
3.6. Simulations régionales	100
3.6.1. Dynamique régionale	100
3.6.2. Valeurs maximales	101
3.7. Comparaisons aux observations satellitaires.....	104
3.7.1. Stratégie.....	104
3.7.2. Résultats pour l'année 2004.....	105
3.7.3. A l'échelle pluriannuelle : 2004-2007	118
3.8. Conclusion.....	128

4. SIMULATIONS DES EMISSIONS D'AEROSOLS EN REGION SAHELIENNE.....	131
4.1. Introduction	131
4.2. Principes physiques régissant les émissions d'aérosols minéraux.....	131
4.2.1. Vitesse de friction.....	131
4.2.2. Bilan des forces	132
4.2.3. Seuil d'érosion	132
4.2.4. Flux d'émissions	134
4.2.5. Modèles d'émission.....	135
4.3. Description du modèle DPM.....	135
4.3.1. Vitesse de friction.....	136
4.3.2. Vitesse de friction seuil	137
4.3.3. Paramétrisation des flux (horizontal et vertical)	142
4.3.4. Conclusion.....	143
4.4. Détermination des paramètres et variables d'entrée du modèle	144
4.4.1. Vitesse du vent	144
4.4.2. Propriétés statiques du sol	145
4.4.3. Rugosité dynamique de la surface.....	149
4.4.4. Humidité de la couche superficielle du sol	151
4.5. Résultats	151
4.5.1. Cas de l'année 2004	152
4.5.2. Résultats pluriannuels globaux.....	169
4.5.3. Impact de la végétation (échelle pluriannuelle)	174
4.5.4. Impacts combinés de la végétation et de l'humidité (échelle pluriannuelle).....	179
4.6. Conclusion.....	181
5. CONCLUSION	183
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	188
LISTE DES TABLEAUX	203
LISTE DES FIGURES.....	205

1. INTRODUCTION

Le système Terre

Les changements environnementaux planétaires sont actuellement une préoccupation majeure pour l'avenir de nos sociétés et constituent donc un sujet de recherche prioritaire. En effet, ces changements interviennent au sein d'un ensemble complexe d'interactions entre les grandes composantes du système terrestre. Ces composantes, aussi appelées « milieux », sont l'atmosphère, les océans, les continents et la biosphère. Les interactions qui les lient consistent en des échanges de flux d'énergie et de matière se produisant à différentes échelles spatiales et temporelles. Certains de ces échanges sont couplés et peuvent alors générer des effets dits de « rétroactions ». Ces dernières peuvent renforcer ou au contraire s'opposer à un phénomène déjà existant, voire au phénomène qui les a engendrées.

Le climat est un bon exemple de système dans un état d'équilibre dynamique régi par ces échanges. L'aspect dynamique de cet équilibre comporte une notion de variabilité temporelle qui rend d'autant plus délicate l'appréhension de l'évolution des variables qui caractérisent le système climatique. Par conséquent, les observations du climat sont très sensibles à l'échelle de temps considérée.

Une représentation conceptuelle simple de cet état d'équilibre consiste à représenter les flux d'énergie ou de matière par des cycles indépendants « forcés » extérieurement les uns par les autres. C'est une approche couramment utilisée, par exemple, pour le cycle de l'eau ou le cycle du carbone. Cela revient à représenter les étapes physiques du cycle de vie d'une des composantes du système terrestre, cette composante étant la seule variable (les autres grandeurs étant considérées comme un forçage). On peut, de la même manière, représenter le cycle de certains éléments au sein d'un seul des milieux (par exemple l'atmosphère) lorsque les temps caractéristiques des processus contrôlant le devenir de l'élément dans ce milieu sont très différents de ceux dans les autres milieux. C'est souvent le cas des cycles de vie atmosphérique.

Les aérosols

Parmi les différents acteurs des changements environnementaux, les aérosols atmosphériques jouent un rôle particulier. Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère, et dont la taille peut varier de quelques dixièmes de microns à quelques microns.

Les sources d'aérosol peuvent être distinguées selon différents critères. Un premier critère est lié à leur *mode de formation* : on distingue ainsi les aérosols primaires, émis directement dans l'atmosphère sous forme particulaire, des aérosols secondaires, généralement formés dans l'atmosphère à partir de précurseurs gazeux. Ces précurseurs peuvent se condenser lorsque la température des effluents diminue, ou donner naissance à des composés secondaires dont la tension de vapeur sera suffisamment faible pour qu'ils condensent (**tableau 1-1**).

NATURELLES (90%)	Sources	Intensité (Mt/an)	Estimations min. et max.	Taille	Compo- sition	Durée de vie (jrs)
	<i>Primaires</i>					
	Aérosols minéraux	2000	1000-3000	maj.>1 µm	Si, Al, Fe, Ca...	4
	Sels de mer	3000	1000-10000	>1 µm	Na, Cl, S	1
	Cendres volcaniques	33	4-10000	>1 µm	Si, Al, Fe	4
	Débris biologiques	56	26-90	>1 µm	C	4
	<i>Secondaires</i>					
	Sulfates biogéniques	90	80-150	<1 µm	S	5
	Sulfates volcaniques	21	9-50	<1 µm	S	5
	Aérosols organiques secondaires	16	8-40	<1 µm	C	7
	Nitrates	4	2-8	maj.>1 µm	N	4
	TOTAL	5220	2130-23340			
ANTHROPIQUES (10%)	<i>Primaires</i>					
	Suies	28	10-30	maj.<1 µm	C	6
	Poussières industrielles	100	40-130	maj.>1 µm	Al, Si, Fe, métaux	4
	<i>Secondaires</i>					
	Feux de végétation	54	45-80	<1 µm	C, K, métaux	8
	Sulfates anthropiques	120	70-120	<1 µm	S	5
	Nitrates anthropiques	14	10-20	maj.>1 µm	N	4
	Aérosols organiques	1	0.5-2	<1 µm	C, N	7
	TOTAL	317	175-380			

Tableau 1-1 : Emissions annuelles d'aérosols (en million de tonnes par an) en fonction de leur origine et indication sur leur taille et les principaux éléments chimiques associés (estimations et estimations min. et max. d'après Delmas et al., 2005 ; taille et composition d'après IPCC, 1995).

On peut aussi classer les aérosols selon leur *origine*, qui peut être naturelle (sels de mer, poussières minérales, ...) ou liée à l'activité humaine (sulfates, nitrates, suie...). En terme de flux

massique annuel, on estime aujourd'hui que les aérosols naturels contribuent encore pour près de 90% au flux d'émission global (**tableau 1-1**).

Ces deux classifications des aérosols ne se recouvrent pas totalement, mais conduisent à des catégorisations très voisines : les aérosols naturels sont très majoritairement des aérosols primaires, alors que les aérosols anthropiques sont très majoritairement des aérosols secondaires.

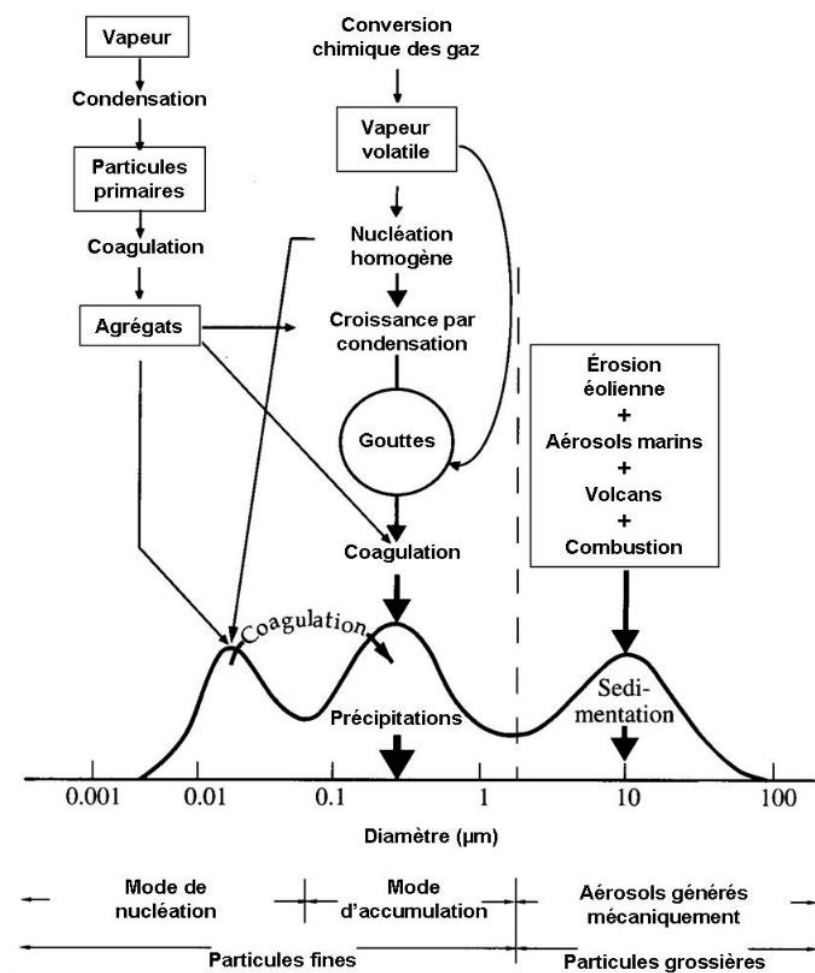


Figure 1-1 : Processus de formation et de distribution en taille des différents types d'aérosols (d'après Whitby et Cantrell, 1976).

De même que l'intensité des émissions, la taille des aérosols émis est très dépendante de leurs processus de formation. Typiquement, les particules produites par des processus mécaniques ont des distributions en taille dominées par le mode micronique, alors que celles résultant de la conversion de gaz en particules ont une distribution en taille dominée par le mode submicronique (**tableau 1-1**, **figure 1-1**).

Par ailleurs, la composition des aérosols atmosphériques est tributaire de la source dont ils proviennent : elle est très proche de la composition de cette source pour les aérosols primaires, et dépend de celle des précurseurs dans le cas des aérosols secondaires. Ainsi, les sels de mer sont riches en chlore, sodium et soufre, les aérosols minéraux et les cendres volcaniques en silicium, aluminium et

fer, et les suies ainsi que les aérosols organiques secondaires en carbone (sous différentes formes toutefois) (**tableau 1-1**). Comme les aérosols carbonés, les aérosols de sulfates et de nitrates, évidemment riches respectivement en soufre et azote, peuvent être aussi bien d'origine naturelle qu'anthropique.

Les aérosols présents dans l'atmosphère montrent donc une grande diversité de flux d'émission, de composition et de taille. Or ces facteurs régissent l'impact de ces particules sur l'environnement. Par conséquent, ces impacts présentent à leur tour une forte variabilité temporelle et spatiale, selon la source et le type d'aérosols considérés.

De manière générale, la durée de vie d'un type d'aérosol peut être mise en relation, au premier ordre, avec la taille des particules qui le constituent. Ainsi les aérosols composés de particules de l'ordre de quelques dixièmes de microns seront, de manière générale, ceux pour lesquels le temps de résidence dans l'atmosphère sera le plus important (Junge, 1963).

La quantité de chaque type d'aérosols dans l'atmosphère, et donc les impacts qu'ils induiront sur l'environnement, est fortement assujettie à leur durée de vie (de quelques heures à quelques semaines dans la troposphère). Cette dernière est le résultat d'un cycle qui peut être classiquement décomposé en trois phases : émission, transport et dépôt. Le temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère va notamment conditionner leur capacité à être transportés plus ou moins loin des sources et donc le domaine spatial sur lequel ils peuvent avoir un impact.

Impacts des aérosols

Les aérosols ont plusieurs types d'effets sur le climat : durant leur transport dans l'atmosphère, ces particules interagissent avec les rayonnements solaire et tellurique qu'elles absorbent et diffusent dans des proportions différentes selon leur nature (effet dit « direct »). Lorsque ces aérosols sont absorbants, ils induisent un effet de réchauffement dans la couche atmosphérique où ils se trouvent. Lorsqu'ils (rétro)diffusent une partie du rayonnement solaire, ils diminuent la proportion du rayonnement solaire arrivant dans les basses couches, provoquant ainsi un refroidissement de la surface.

De manière globale, il est très probable que l'effet des aérosols diffusants (comme les sulfates par exemple, cf. Charlson et al., 1992) prédomine sur l'effet des aérosols plus absorbants, et donc que l'effet global de leur présence dans l'atmosphère soit plutôt un effet de refroidissement. Il est ainsi estimé que l'accroissement des concentrations en aérosols anthropiques dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle a induit un forçage radiatif global, c'est-à-dire un effet radiatif additionnel par rapport à la situation pré-industrielle, de l'ordre de -0.5 W.m^{-2} (IPCC 2007).

Néanmoins, ce chiffre global masque une hétérogénéité spatiale et temporelle très forte, induite par les variations de concentrations des différentes espèces d'aérosols : certaines régions peuvent par exemple subir à certaines périodes de l'année des diminutions du rayonnement de surface extrêmement importantes. Ainsi, la diminution du flux de rayonnement en surface au large de la côte ouest-africaine peut atteindre des valeurs de l'ordre de 130 W.m^{-2} en cas de présence de panache d'aérosols désertiques (Haywood et al., 2003b).

Il existe un autre type d'impact radiatif lié aux aérosols, qualifié lui d'effet « indirect » : les particules peuvent servir de noyau de condensation au sein des nuages, et influencer ainsi sur leur durée de vie et leurs propriétés optiques (Penner et al., 1994 ; Haywood and Boucher, 2000). En effet, une augmentation du nombre et de la taille des particules dans l'atmosphère entraîne une modification des concentrations de Noyaux de Condensation Nuageuse (Cloud Condensation Nuclei, CCN, en anglais). Ceci augmente le nombre de gouttelettes nuageuses mais diminue leur taille. La conséquence de cette augmentation de la concentration des CCN est une augmentation à la fois du pouvoir réfléchissant (ou albédo) du nuage et de sa durée de vie.

Un autre type d'interaction entre les aérosols absorbants et les nuages est qualifié d'effet « semi-direct » (Ramanathan et al., 2001). L'absorption par les aérosols d'une partie du rayonnement solaire peut en effet provoquer un réchauffement des couches atmosphériques qui les contiennent. Ce réchauffement de l'atmosphère, s'il est suffisamment important, peut provoquer l'évaporation de nuages éventuellement présents. Ici l'impact des aérosols absorbants se traduirait donc par une diminution de la couverture nuageuse.

Le rôle des aérosols sur le climat demeure aujourd'hui une des incertitudes majeures à notre appréhension précise de l'évolution future du climat terrestre (voir par exemple IPCC 2007).

Le second type d'impacts des aérosols concerne le rôle qu'ils jouent dans les échanges de matière entre réservoirs, en particulier entre les océans et les continents. Ils sont en effet un vecteur significatif de transfert d'éléments réfractaires (donc peu solubilisés et peu abondants dans les eaux fluviales) des surfaces continentales vers les zones océaniques, et inversement d'éléments solubles (Na, K...) des océans vers les continents.

Par ailleurs, les aérosols sont des acteurs de la chimie atmosphérique en phase hétérogène, notamment en jouant le rôle de surface de réaction, ainsi qu'en influant sur les constantes de réaction photochimique par leur absorption et diffusion des rayonnements solaire et tellurique (Bauer et al., 2004 ; George et al., 2005). Ces particules peuvent également jouer un rôle de puits ou de transformateur chimique, ayant pour principale conséquence observable de modifier le pH des pluies (Losno et al., 1991).

Enfin, dans les zones polluées, à proximité des grands centres urbains et industriels, il semble établi que les particules de « pollution » ont un effet néfaste et significatif sur la santé humaine. Des études récentes conduites par les autorités en charge de la santé publique suggèrent que le taux de mortalité des populations les plus exposées serait supérieur d'environ 25% à celui des populations évoluant dans un environnement dépourvu d'aérosols polluants (Dockery et al., 1993 ; OMS, 2006). Les aérosols font donc partie des polluants réglementés, avec des normes toujours plus contraignantes sur les niveaux de concentrations journalières ne devant pas être dépassés.

Les aérosols minéraux

L'objet premier de cette thèse concerne les aérosols minéraux. Les estimations actuelles suggèrent que ces aérosols constituent, avec une contribution d'environ 40%, le deuxième apport en masse (environ 2000 Mt/an) au flux total annuel d'émission d'aérosols naturels, derrière les sels de mer. Cependant les incertitudes sur ces estimations des flux massiques demeurent considérables.

Le terme « aérosols minéraux » désigne ici les aérosols provenant de l'érosion éolienne des zones arides et semi-arides. Il s'agit d'un processus très majoritairement naturel (conséquence de la friction exercée par le vent sur une surface érodable). Néanmoins, lorsqu'une activité humaine modifie de façon directe ou indirecte les propriétés de la surface (par exemple l'agriculture ou le pâturage), une contribution anthropique à l'émission d'aérosols minéraux peut apparaître et doit alors être prise en compte. Aujourd'hui, et même si des débats animés persistent sur cette question, on estime que la contribution anthropique à l'émission d'aérosols minéraux doit nécessairement être prise en compte dans l'étude de l'évolution du climat (Sokolik and Toon, 1996).

Comme ces aérosols sont d'origine primaire, leur diamètre à l'émission est généralement compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de microns (voir par exemple D'Almeida and Schütz, 1983). En regard des autres particules présentes dans l'atmosphère, ce sont donc des particules relativement grossières, qui contribuent essentiellement au mode micronique des aérosols atmosphériques.

Comme les autres types d'aérosols, les aérosols minéraux ont différents impacts - climatiques, biogéochimiques et sanitaires - au cours des étapes de leur cycle de vie. Néanmoins, de par leur composition, leur taille, leur abondance ou la localisation de leurs sources, les effets induits par la présence de ces aérosols minéraux présentent des spécificités notables.

Les aérosols minéraux sont préférentiellement émis par des surfaces « nues » permettant l'érosion éolienne, c'est-à-dire les surfaces des régions arides et semi-arides. Ces régions sont majoritairement situées de part et d'autre de l'équateur. Dans l'hémisphère nord, il s'agit principalement de la région du Sahara et du Sahel, de la péninsule arabique, ainsi que des déserts du nord de la Chine et de Mongolie et des zones semi-arides d'Amérique du Nord ; dans l'hémisphère sud, les surfaces concernées sont moins étendues, il s'agit principalement des déserts d'Afrique du Sud (Namib et Kalahari), d'Australie et d'Amérique du Sud (**figure 1-2**).

Le transport des aérosols minéraux dans l'atmosphère se fait sur de grandes distances car ceux-ci ont un temps de vie qui varie, selon leur taille, de quelques heures à une dizaine de jours (Mahowald et al., 1999). La circulation atmosphérique induit des trajectoires et des processus de transport privilégiés. Ainsi, les particules émises dans le nord de l'Afrique sont efficacement transportées vers l'ouest au-dessus de l'océan Atlantique (Delany et al., 1968; Prospero et al., 1970 ; Prospero and Carlson, 1972 ; Schutz and Jaenicke, 1974) ou bien vers le nord ou l'est au-dessus de la Méditerranée (Prodi and Fea, 1979 ; Ganor and Mamane, 1982 ; Chester et al., 1984 ; Bergametti et al., 1989). Quant aux aérosols minéraux émis depuis les déserts du nord-est de l'Asie, ils peuvent être transportés vers l'est au-dessus de la mer de Chine et l'océan Pacifique et atteindre les côtes américaines (Merrill et al., 1989 ; Qian et al., 2002 ; Sun, 2002).

C'est donc au dessus de leurs zones sources puis lors de la phase de transport que les aérosols minéraux ont un impact en termes radiatifs très fort, localisé dans le premier cas, et relativement plus diffus dans le second. Les trajectoires de transport privilégiées, reportées sur la **figure 1-2**, sont donc aussi indicatrices des zones pour lesquelles l'effet radiatif des aérosols minéraux sera important. On notera, en particulier, que les ceintures subtropicales dans l'hémisphère nord et sud sont naturellement des zones où la présence d'aérosols minéraux sera particulièrement fréquente et intense.

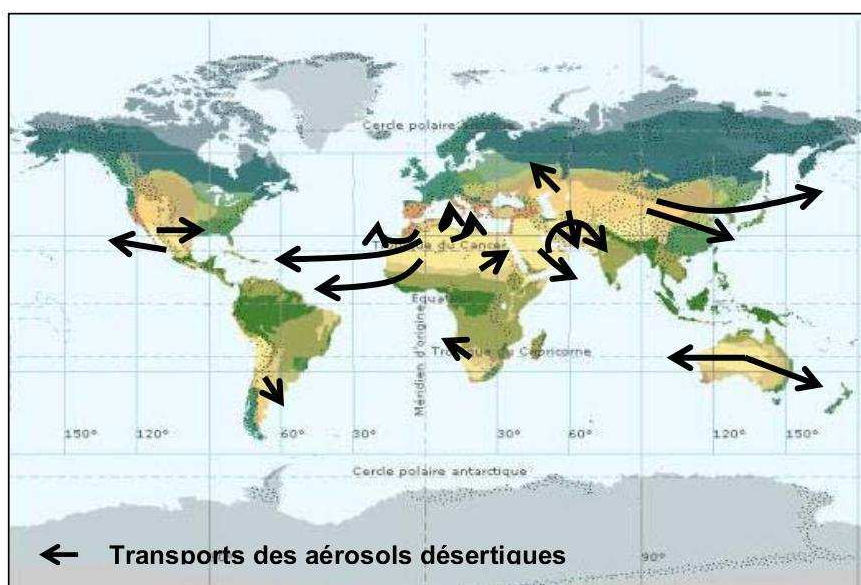


Figure 1-2 : Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux (d'après Meigs, 1953 et Coudé-Gaussen, 1984).

Certains aérosols minéraux contiennent des éléments nutritifs tels que l'azote, le phosphore et le fer. Aussi, lors de leur dépôt dans des zones éloignées de leur lieu d'émission, ces aérosols constituent un apport significatif de nutriments ou de micronutriments pour certains écosystèmes comme les zones océaniques éloignées (voir par exemple Jickells et al., 2005) ou l'Amazonie (Swap et al., 1992).

De manière générale, les zones de dépôt se trouvent en grande partie très près des zones d'émission, et dans les zones où les conditions atmosphériques favorisent le transport sur de grandes distances (comme c'est le cas au-dessus de l'océan Atlantique) (**figure 1-3**). Le dépôt est qualifié de « sec » lorsqu'il se fait par impaction ou sédimentation des particules, ou bien « humide » s'il est induit par les pluies qui incorporent ou impactent les particules jusqu'alors en suspension dans l'atmosphère et les entraînent au sol.

Cependant, les zones où l'impact des retombées de poussières minérales est important pour le réseau trophique océanique ne correspondent pas nécessairement aux zones où le dépôt est maximal. En effet, pour que la contribution atmosphérique ait une importance du point de vue biogéochimique, il faut que les zones océaniques concernées soient en carence d'élément(s) nutritif(s) : il s'agit essentiellement de zones limitées saisonnièrement en azote ou phosphore comme la Méditerranée occidentale en été (Bergametti et al., 1992 ; Guieu et al, 2002) ou des zones riches en nutriments mais carencées en micro-nutriments (en fer en particulier) comme c'est le cas pour l'océan Austral. Des états de l'art ont récemment été publiés sur ces sujets (Jickells et al., 2005 ; Mahowald et al., 2008). Ceux-ci soulignent principalement les incertitudes très importantes qui demeurent sur le rôle exact joué par les apports atmosphériques, et en particulier ceux liés au dépôt des poussières désertiques sur le fonctionnement du réseau trophique, en raison de l'absence de données tant sur la composition des sols érodables que sur la solubilité des particules.

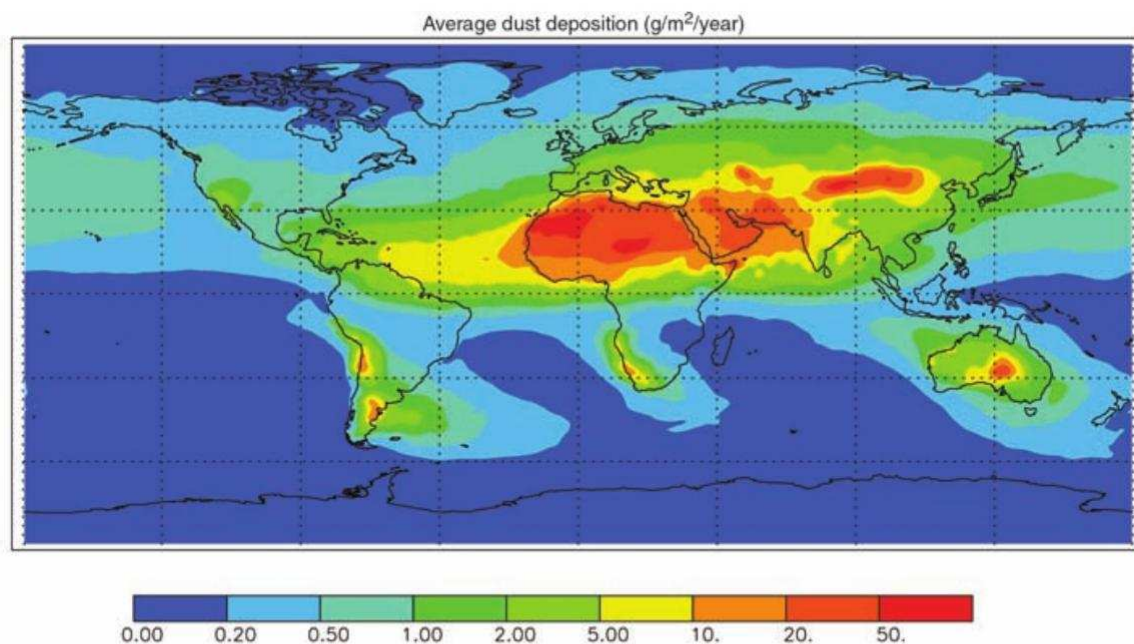


Figure 1-3 : Dépôt des aérosols minéraux (en g/m²/an) d'après la moyenne sur 10 années des estimations de trois modèles (Luo et al., 2003 ; Ginoux et al., 2004 ; Tegen et al., 2004). (Jickells et al., 2005)

A contrario, en zones sources, les émissions d'aérosols minéraux peuvent contribuer à l'appauvrissement des sols en particules fines et en éléments nutritifs, comme l'ont montré par exemple Dumay et al. (2002) pour la région de Nouakchott en Mauritanie ou encore Biolders et al. (2004) dans le cas de zones cultivées au Niger.

Enfin, les aérosols minéraux peuvent avoir un impact en terme de santé publique. Notamment, la méningite est un problème majeur dans plusieurs pays d'Afrique de l'Ouest composant "la ceinture" des méningites qui s'étend du Sénégal à l'ouest à l'Ethiopie à l'est. Ces épidémies se produisent en saison sèche, de février à avril, en régime d'harmattan où les concentrations de poussières sont maximales. Bien que des facteurs populationnels (e.g. migrations saisonnières, immunité) jouent un rôle dans la dynamique des épidémies de méningites, les conditions climatiques hivernales, caractérisées par de fortes concentrations en aérosols désertiques, apparaissent comme un paramètre majeur qui influence la survenue et le développement de ces épidémies. Ainsi des analyses statistiques ont montré que l'augmentation des contenus atmosphériques en aérosols minéraux était corrélée à l'augmentation du nombre de cas de méningites (voir par exemple Thomson et al., 2006).

Echelles de temps

Evidemment, tous ces impacts sont dépendants au premier ordre des concentrations d'aérosols minéraux présents dans l'atmosphère. Les émissions de poussières minérales sont par nature un phénomène sporadique qui ne se produit que lorsque des vitesses de vent importantes (en tous cas supérieures à 7m.s⁻¹) sont observées. Lorsque l'on intègre ces événements sporadiques sur des échelles de temps de quelques années, on note que les quantités d'aérosols minéraux en suspension dans l'atmosphère présentent des cycles saisonniers marqués. C'est le cas, par exemple, en zone sahélienne,

où le maximum de concentration au sol est mesuré au printemps en raison d'un intense transport d'aérosols sahariens, alors que le minimum de concentration coïncide avec le maximum de précipitation en saison de mousson (Marticorena et al., 2010).

A des échelles de temps plus longues, par exemple décennales, les contenus atmosphériques en aérosols minéraux peuvent être mis en relation avec des variations climatiques régionales, périodiques ou non. Celles-ci affectent le contenu en poussières, soit en modifiant les propriétés de la surface, soit en modifiant les conditions de leur transport et leur dépôt.

Les phases de sécheresse qu'a connues le Sahel sont un exemple typique de situation où des variations importantes sur des échelles de temps pluriannuelles du contenu en poussières ont été observées, en lien avec des modifications significatives des conditions de précipitation et des propriétés des surfaces en zones sources. Ainsi, une augmentation très importante du nombre de jours de brume sèche (c'est-à-dire de diminution de la visibilité horizontale liée à la présence de poussières) a été enregistrée par exemple à Gao au Mali, de façon concomitante à une diminution continue du volume de précipitations lors de la période sèche des années 1970-1980 (**figure 1-4**). N'Tchayi et al. (1997) en concluent que, durant de telles périodes de sécheresse, en raison de la diminution de la couverture végétale, le Sahel pourrait représenter une source importante d'émission d'aérosols minéraux. Cette hypothèse semble confirmée par les mesures de concentration atmosphérique en poussières réalisées durant les mêmes périodes à La Barbade (Mer des Caraïbes) qui montrent une co-variation des niveaux d'empoussièrement sur cette île et de la pluviosité au Sahel (Prospero et al., 2003).

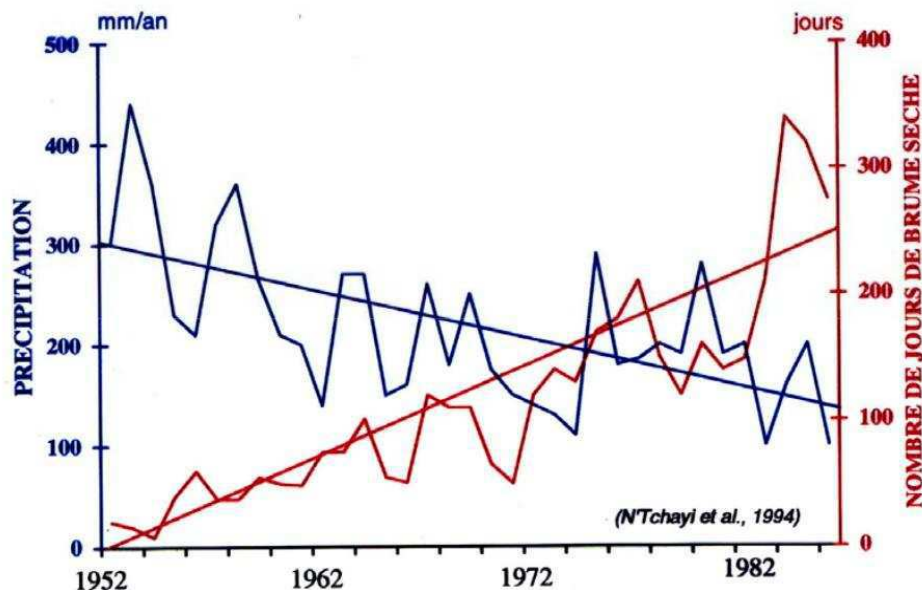


Figure 1-4 : Nombre de jours de visibilité réduite en raison de la présence d'aérosols minéraux (brume sèche) et précipitations annuelles (mm), mesurés à la station météorologique de Gao (Mali), de 1952 à 1984 (d'après N'Tchayi et al., 1994).

Un autre exemple de phénomène agissant sur le contenu en aérosols minéraux à l'échelle interannuelle, mais davantage lié à des modifications de la circulation atmosphérique régionale, est

l'Oscillation Nord Atlantique (NAO en anglais). La NAO est un phénomène climatique défini par les variations de la différence de pression atmosphérique, au niveau de la mer, entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores. Ces deux systèmes météorologiques ont en effet un mouvement d'oscillation est-ouest, qui contrôle la force et la direction des vents d'ouest et des tempêtes à travers l'océan nord Atlantique. En combinant des observations satellitaires (TOMS et Meteosat), Chiapello and Moulin (2002) ont étudié la variabilité du transport d'aérosols minéraux sahariens au-dessus de l'océan nord Atlantique sur la période 1979-1997 et ont ainsi montré que la NAO influe directement sur l'efficacité du transport hivernal par l'intermédiaire des changements d'intensité et de localisation de l'anticyclone des Açores, connu pour avoir un rôle clé dans le transport des aérosols minéraux depuis l'Afrique (Chiapello et al., 1995).

A une échelle de temps encore plus grande, une corrélation peut être observée entre le contenu en particules minérales dans l'atmosphère et l'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires. D'après des mesures effectuées dans des carottes glaciaires et des sédiments marins, les dépôts d'aérosols minéraux sont nettement plus élevés en période glaciaire qu'en période interglaciaire (Petit et al., 1999), vraisemblablement en raison des effets combinés d'une extension des zones arides émettrices, d'une diminution des précipitations et donc de l'abatement des particules, et d'une circulation atmosphérique renforcée en période glaciaire (Mahowald et al., 1999 ; Claquin et al., 2003).

Etat de l'art sur les émissions

La modélisation est l'outil le mieux adapté pour la quantification des émissions d'aérosols minéraux à l'échelle globale. Ces dernières années, de nombreuses améliorations ont été apportées aux modèles d'émission existants (Marticorena and Bergametti, 1995 ; Marticorena et al., 1997, Fécan et al., 1999 ; Alfaro and Gomes, 2001; Shao, 2001 ; 2004) en particulier en autorisant des descriptions plus explicites des interactions entre la surface et l'atmosphère. Parallèlement, de nouvelles techniques sont apparues pour permettre l'observation des aérosols de façon plus continue et plus globale. On mentionnera en particulier les développements liés à l'apparition de capteurs satellitaires pour restituer l'épaisseur optique ou des indices de présence d'aérosols minéraux (AI TOMS : Aerosol Index Total Ozone Mapping Spectrometer ; Herman et al., 1997 ; IDDI : Infrared Difference Dust Index ; Legrand et al., 1994). Ces indices peuvent ainsi être comparés à des flux simulés d'aérosols minéraux (Marticorena et al., 1997 ; Ginoux et al., 2004 ; Laurent et al., 2005) pour valider ou mieux contraindre les champs de concentration simulés par les modèles.

Même si des difficultés et certains manques subsistent, on peut considérer que la modélisation des émissions d'aérosols minéraux en zones arides est aujourd'hui relativement bien contrainte (e.g. Laurent et al., 2006 ; 2008b). Ceci n'est pas le cas pour les zones semi-arides où ces émissions présentent une plus grande complexité.

Zones semi-arides

L'érosion éolienne (et donc l'émission d'aérosols minéraux) dépend principalement de la vitesse du vent et de l'état de la surface. Or, en zones arides, les propriétés de la surface qui intéressent l'érosion éolienne (principalement la rugosité de surface et la taille des grains du sol) ne varient que très peu ou alors sur des échelles de temps longues. Autrement dit, une hypothèse consistant à

considérer les propriétés de la surface comme pratiquement invariantes à des échelles de temps décennales voir séculaires reste raisonnable. En raison de cette stabilité, ces propriétés peuvent donc être cartographiées de façon statique (i.e. au travers d'une carte que l'on peut considérer comme correcte pour plusieurs années), en utilisant par exemple des méthodes géomorphologiques (Callot et al., 2000) ou certains produits satellitaires (coefficient de protrusion dérivé des fonctions de distribution des réflectances bidirectionnelles) ou les coefficients de rétrodiffusion radar (Marticorena et al., 2004 ; 2006).

A l'inverse, la dynamique des précipitations en zones semi-arides, souvent marquée par une forte saisonnalité, rend la simulation de l'érosion éolienne plus complexe et plus contraignante. Au Sahel, par exemple, il existe une saison pluvieuse allant des mois de mai à octobre. On peut alors distinguer deux effets principaux des précipitations sur le soulèvement de poussières au travers de l'accroissement de l'humidité du sol :

- l'augmentation de la quantité d'eau dans le sol renforce sa cohésion : les grains étant plus solidement liés, les seuils d'érosion sont plus élevés (Fécan et al., 1999). Ceux-ci varient donc au cours du temps, en fonction de l'humidité du sol.
- la présence de quantité non négligeable d'eau dans le sol permet, par ailleurs, le développement de végétation, conduisant à une augmentation progressive de la couverture du sol et à des modifications continues des propriétés de la surface tout au long du cycle de végétation.

Plusieurs indices hydrologiques (De Martonne, 1926 ; Gaussen, 1952) peuvent être utilisés pour définir les limites entre zones arides et zones semi-arides. Ils aboutissent généralement à des classifications géographiques en fonction de la quantité de pluie annuelle. La région saharo-sahélienne est un cas typique permettant d'illustrer cette distinction. Elle est en effet le lieu de transitions climatiques très prononcées, les quantités de pluie variant fortement selon un gradient nord-sud :

- les régions *hyper-arides* n'ont que des précipitations exceptionnelles (10 à 50 mm de cumul annuel, moyenné sur plusieurs années), très inégalement réparties avec des interruptions de plus de douze mois consécutifs. Ceci concerne principalement la partie nord du Sahara.
- les régions *arides* reçoivent de faibles pluies (en moyenne annuelle, de 50 à 150 mm) groupées sur une saison, très irrégulières d'une année sur l'autre. L'évapotranspiration étant supérieure à la quantité de pluie, aucune végétation ne peut s'y développer. C'est le cas dans la zone saharo-sahélienne.
- les régions *semi-arides* présentent des pluies réparties sur quelques mois de l'année, assez abondantes pour assurer à la végétation et à l'écoulement des eaux un rythme saisonnier. Ceci concerne la zone sahélienne, soumise à la mousson africaine, où la pluviosité est comprise entre les isohyètes 200 à 400 mm environ.

Par ailleurs, les zones semi-arides (notamment dans la bande sahélienne) sont sujettes à une forte pression anthropique, conduisant à la mise en culture ou en pâturage de nouvelles surfaces ou à la modification des modes de culture. Ces facteurs modifient également l'état de la surface et donc sa capacité à émettre des aérosols. Il est généralement considéré que ces phénomènes amplifient l'érosion éolienne. Rajot et al. (2001) ont ainsi montré que dans la région de Niamey (Banizoumbou, Niger ; 13.54°N, 2.66°E), les sols cultivés sont particulièrement vulnérables à l'érosion éolienne pendant le laps de temps où la surface est dépourvue de couvert végétal. Ce comportement s'oppose à celui des jachères, sur lesquelles l'érosion éolienne est quasi négligeable.

L'action de l'homme est donc particulièrement sensible en termes d'érosion éolienne dans l'ensemble de la région sahélienne. Elle se traduit par des modifications de l'état des surfaces causées par l'intensification des activités qui y sont menées (culture, pastoralisme, urbanisation). Toutefois, lorsque l'on considère le bilan global des émissions, les impacts dus aux changements « naturels » et ceux imputables à l'homme sont particulièrement difficiles à distinguer. Ceci est dû avant tout à la difficulté de distinguer aérosols minéraux d'origine anthropique et d'origine naturelle lors des observations.

Tegen et Fung (1995) ont estimé que 30 à 50% de la masse annuelle totale des aérosols minéraux sont imputables aux changements climatiques et à l'action de l'homme. Les auteurs considèrent notamment que les surfaces modifiées par les activités humaines sont plus sensibles à l'érosion car elles contiendraient davantage de particules mobilisables que des sols déjà soumis à l'érosion depuis des années. Plus récemment, la sensibilité de ce type d'estimation au choix du modèle d'émission et de transport ainsi qu'aux facteurs météorologiques (notamment au vent) a été mise en avant. En effet, l'usage d'outils de modélisation et de données météorologiques différentes peut conduire à des caractérisations assez éloignées de la contribution des zones perturbées par l'homme : alors que Tegen et al. (2004) estiment que les surfaces agricoles contribuent à hauteur de 10% en masse du flux total d'aérosol minéraux, Mahowald et al. (2004) suggèrent que des contributions comprises entre 0 et 50% fournissent un aussi bon accord avec les observations. Il convient d'ailleurs de remarquer ici que la disponibilité de base de données complètes et fiables des états des surfaces et de leur usage est également un point critique pour ce type d'étude (Mahowald et al., 2002).

Stratégie

Au vu de ces difficultés de représentation, propres à la région sahélienne, il s'avère nécessaire, dans un premier temps, de quantifier au mieux la contribution « naturelle » de cette zone en termes d'émissions d'aérosols minéraux. Les outils ainsi développés et testés pourront par la suite être adaptés pour intégrer la composante des émissions de poussières sahéliennes liées aux activités humaines.

Des deux facteurs naturels de variabilité de l'état de surface que sont l'humidité du sol et le couvert végétal, le premier a fait l'objet d'une paramétrisation propre qui a pu être testée et validée sur divers types de sols (Fécan et al., 1999). Par la suite, cette représentation a été intégrée à des simulations régionales (voir par exemple Laurent et al., 2006 ; 2008b) qui montrent un bon accord avec des observations.

En revanche, la variation du couvert végétal saisonnier est encore difficilement représentée. En effet, celui-ci présente une très forte variabilité spatiale et évolue sur des échelles de temps de quelques jours. Des outils permettant de reproduire correctement le cycle végétatif sahélien existent lorsqu'il s'agit d'étudier un site bien documenté (De Ridder et Van Keulen, 1995 ; Mougin et al., 1995 ; Hanan et al., 1997 ; Le Roux et al., 1997 ; Simioni et al., 2000 ; Boulain et al., 2006 ; 2009). Par contre, ces estimations demeurent délicates à établir lorsque l'on souhaite travailler à l'échelle régionale.

Dans la bande sahélienne, l'eau disponible dans le sol, qui provient des précipitations, constitue le premier facteur limitant de la pousse et de la croissance de la végétation. Il est donc

primordial de bien caractériser les précipitations dans cette région, si l'on souhaite représenter le couvert végétal puis l'érosion éolienne de façon précise.

Pour étudier les émissions de poussières en zones semi-arides sahéliennes, nous avons choisi de mettre en œuvre des outils de modélisation. Ce choix repose sur le fait que de tels outils, parce qu'ils essaient de représenter aussi explicitement que possible les processus physiques impliqués, devraient permettre, au moins à terme, d'élaborer des projections des émissions selon divers scénarios climatiques.

Un tel outil de modélisation doit être validé, autant que faire se peut, à chaque étape de son élaboration grâce à des observations directes (lorsqu'elles existent) ou indirectes. L'objectif de ce travail est donc d'associer à un modèle d'émission d'aérosols désertiques (DPM, Dust Production Model, Marticorena and Bergametti, 1995 ; Marticorena et al., 1997 ; Alfaro and Gomes, 2001 ; Laurent et al., 2008a,b) un modèle de végétation propre à la strate herbacée sahélienne (STEP, Sahelian Transpiration Evaporation and Productivity, Mougin et al., 1995 ; Tracol et al., 2006). La démarche suivie vise à comparer à chaque étape de la construction du modèle les résultats des simulations avec des observations de nature variée.

Les précipitations étant le principal facteur limitant le développement de la végétation au Sahel, une de nos priorités sera donc de disposer de champs de pluie pour la bande sahélienne suffisamment précis pour permettre de modéliser au mieux la dynamique de la végétation naturelle (**Partie 2**). A la suite de quoi nous présenterons un ensemble de simulations de la végétation au Sahel, ainsi qu'une évaluation critique de la qualité de ces simulations, appuyée sur des observations (**Partie 3**). Dans un troisième temps, nous présenterons les émissions d'aérosols minéraux calculées à partir de ces étapes précédentes, ainsi qu'une discussion sur leur cohérence et leur variabilité interannuelle (**Partie 4**). Enfin nous exposerons les principales conclusions et perspectives apportées par ce travail (**Partie 5**).

2. COMPARAISONS PLURIANNUELLES DE PRODUITS SATELLITAIRES DE PLUIES AU SAHEL

2.1. Introduction

Les émissions de particules minérales sont essentiellement tributaires de deux facteurs : la force du vent et l'état de la surface. En zone aride, ce dernier peut être considéré comme stable au cours du temps, au moins sur une période de quelques dizaines voire quelques centaines d'années. En revanche, en zone semi-aride se développe un couvert végétal saisonnier qui modifie l'état de la surface. L'apparition de ce couvert végétal est permise par des précipitations saisonnières. Pour le représenter, nous avons opté pour des outils de modélisation. Le principal facteur limitant le développement de la strate végétale sahélienne étant les précipitations, nous avons cherché à sélectionner le ou les jeux de données les plus fiables de cette grandeur.

Les précipitations sahéliennes présentent un très fort gradient latitudinal, de l'ordre de 1 mm par km (Lebel et al., 2003). De plus, elles se concentrent au cours de la saison des pluies, la mousson, qui s'étend des mois de mai à octobre environ (e.g. Lebel et Ali, 2009). Elles sont essentiellement le résultat de l'activité convective qui se développe à cette saison lorsque le flux chaud et humide de mousson pénètre sur le continent. Il importe donc de travailler à une échelle suffisamment fine si l'on veut restituer le mieux possible cette forte variabilité spatiale des champs de précipitations.

Nous avons choisi ici d'avoir recours aux données d'observations. Il en existe principalement deux types : les mesures obtenues par satellites et les données géostatistiques. Les champs de précipitations dérivés d'observations satellitaires ont une couverture spatiale très large (généralement globale) tout en présentant des résolutions assez fines à la fois spatialement et temporellement. Ils sont donc a priori adaptés à nos besoins.

Ainsi, et afin de couvrir au mieux notre zone d'étude, définie par 10°N-20°N et 20°W-35°E, nous avons sélectionné trois produits d'estimation des précipitations basés sur des observations satellitaires : RFE2.0 (0.1°, 1 jour), CMORPH et TRMM3B42 (0.25°, 3 heures) ; et un produit basé sur l'interpolation spatiale de mesures de stations pluviométriques : les données krigées AGHRYMET (10 jours, 0.5°), disponibles sur la zone 10°N-17.5°N et 17.5°W-22.5°E. Ce dernier jeu de données, parce qu'il est obtenu à partir de mesures directes des précipitations au sol, a été choisi comme « référence » pour notre étude.

Les produits satellitaires ont été comparés deux à deux sur notre zone d'étude, et également comparés aux données krigées sur la zone plus restreinte où celles-ci sont disponibles, aux résolutions spatiale de 0.25° à 0.5° et temporelle de 1 à 10 jours selon les résolutions d'origine des produits. La période considérée pour ce travail est constituée des saisons des pluies des années 2004 à 2007. Enfin, ces comparaisons s'articulent selon trois critères, définis pour leur pertinence en termes de

modélisation de la végétation : la structure spatiale du champ de précipitations, sa fréquence journalière, et les quantités de précipitations.

Ce travail fait l'objet d'un article soumis au *Journal of Geophysical Research* (« Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling », Pierre et al.). Cet article constitue la **partie 2** de ce chapitre.

2.2. Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling

Caroline Pierre¹, Gilles Bergametti¹, Béatrice Marticorena¹,
Eric Mougin², Thierry Lebel³ and Abdou Ali^{3,4}

¹*Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), Universités Paris-Est Créteil and Paris-Diderot, UMR CNRS 7583*

caroline.pierre@lisa.u-pec.fr

+33145171517

gilles.bergametti@lisa.u-pec.fr

+33145171595

beatrice.marticorena@lisa.u-pec.fr

+33145176569

²*Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), Université Paul Sabatier, Toulouse, UMR CNRS 5563*

eric.mougin@lmtg.obs-mip.fr

+33561332619

³*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Université Grenoble I, UMR CNRS-IRD 5564*

thierry.lebel@ujf-grenoble.fr

+33476825285

⁴*Centre régional de formation et d'application en agrométéorologie, hydrologie et météorologie (AGHRYMET), Niamey, Niger.*

a.ali@aghrymet.ne

+227733116

Abstract

The Sahelian zone corresponds to the transition from the dry arid Sahara desert to the West African wet savannahs. In this region, vegetation exhibits a seasonal cycle in response to the monsoon system. Therefore precipitation data sets with high spatial and temporal resolutions are relevant to investigate the dynamics of the Sahelian vegetation. In this paper, three satellite-based precipitation products (TRMM3B42, RFE2.0, and CMORPH) are compared and tested against kriged rain gauges measurements to evaluate their capability to retrieve the precipitation characteristics during the rainy season. Comparisons have been performed over 4 years (2004-2007) on the spatial distribution of the rainfall field, the precipitation frequency, and the precipitation amounts. Intercomparisons between satellite data were conducted over the Sahelian Belt (10°- 20°N; 20°W-35°E), while comparisons with decadal kriged rain gauges measurements were performed over a smaller area (10°-17.5°N; 17.5°W-2.5°E), with spatial resolutions of 0.25°×0.25° or 0.5°×0.5°, and at a 1 to 10-days time scale. The satellite products show high skill at the intraseasonal to interannual scales. The precipitation spatial distributions are in good agreement between satellite products and also with the kriged data. Considering the precipitation daily frequency, all satellite products show a very high agreement (around 80%). TRMM3B42 product exhibits the lowest number of rainy days and RFE2.0 the highest. The CMORPH product overestimates rainfall amounts, while TRMM3B42 and RFE2.0 are both in good agreement with the kriged rain gauges data. These distinctive behaviours significantly impact on simulated vegetation fields. The precision of precipitation fields appears as a critical issue for Sahelian vegetation modelling.

Key words : Sahel, precipitations, vegetation, satellite.

1. Introduction

The Sahel is usually defined as the region of Africa limited by the isohyets 100 mm (northern border) and 600 mm (southern border), i.e. extending between 400 and 600 km South of the Sahara desert, depending on the year [Le Houérou, 1989]. The latitudinal gradient of precipitation is thus extremely strong, of the order of about 1mm.km^{-1} [Lebel *et al.*, 2003]. The rainy season, associated to the African Monsoon regime, generally lasts from May to October, with a maximum in August [Lebel and Ali, 2009]. The annual rainfall amount is provided almost only by a limited number of convective events occurring during the wet season [Mathon *et al.*, 2002].

In response to this monomodal distribution of precipitation, vegetation exhibits a well-marked seasonal cycle. In this region, there are three main vegetation layers: a herbaceous layer (cover of 20-80%) almost exclusively composed of annuals, among which grasses dominate; a shrub layer (cover of 0-20%); and a sparse layer of small trees (cover of 1-5 %) [Le Houérou, 1989]. The herbaceous growing season, corresponding to the short rainy season, is followed by a long dry season of about 8-10 months during which grass activity is stopped. The growth and the extent of the seasonal herbaceous vegetation depend not only on the annual precipitation amount but also on its temporal frequency and its spatial variability [Hiernaux and Le Houérou, 2006]. Therefore precipitation data sets with high spatial and temporal resolutions are of great interest to investigate and model the dynamics of the Sahelian vegetation.

Since the Sahelian drought in the 70-80's the mechanisms controlling the monsoon system have been largely studied [see e.g. Le Barbé *et al.*, 2002; Ali and Lebel, 2008], while direct (gauges) and indirect (satellites) measurements of rainfall quantities have been respectively performed and improved. However, the scarcity of the gauges network in many regions of the Sahelian Belt does not allow a precise estimation of the spatial pattern of precipitation at the regional or continental scale. However, the temporal distribution of precipitation can now be investigated at these scales using specific products derived from satellite observations. A new generation of precipitation products combining infrared and microwaves measurements are available [Xie et Arkin, 1996; Hsu *et al.*, 1997; Sorooshian *et al.*, 2000; Huffman *et al.*, 2001; Joyce *et al.*, 2004; Huffman *et al.*, 2007; Bergès *et al.*, 2010]. These products benefit from the good sampling rate of infrared measurements from geostationary satellites and from the relatively high confidence level in rainfall estimation provided by microwaves sensors from low orbit satellites. Many studies have investigated the relevance of these high resolution precipitation products [Negri *et al.*, 1995; Nicholson *et al.*, 2003; Dai *et al.*, 2007; Lamptey, 2008; Sapiiano *et al.*, 2009; Roca *et al.*, 2010; Jobard *et al.*, in rev.] but few of them focused on the spatio-temporal variability of precipitation in the Sahelian region at a daily to 10-days time scale.

To investigate the link between precipitation associated with the Monsoon regime and seasonal vegetation growth in the Sahel, high spatial resolution satellite precipitation products are required with a temporal resolution better than the weekly scale. It also requires a precise estimation of precipitation rates, of the precipitation frequency and of their spatial distribution [see e.g. Mougin *et al.*, 1995]. In this study, three satellite-based precipitation products are intercompared over the Sahelian Belt (10°N-20°N, 20°W-35°E), and tested against interpolated gauges measurements over a

slightly smaller area (10°N-17.5°N, 17.5°W-22.5°E) to evaluate their capability to retrieve the main characteristics of precipitation during the rainy season in the Sahel.

In section 2, the different data sets are presented, and the methodology for comparing these precipitation products is detailed in section 3. Section 4 describes the main results obtained for each criterion of comparison (spatial structure, daily frequency and rainfall amount), and section 5 provides an example of the impact of these different rainfall fields on the modelling of the Sahelian vegetation. A concluding discussion is given in section 6.

2. Precipitation data sets

The considered geographic zone is on one hand the Sahelian Belt, extending from 10°N to 20°N and from 20°W to 35°E, for the satellite-based products intercomparisons, and on the other hand a slightly smaller area, extending from 10°N to 17.5°N and from 17.5°W to 22.5°E for the comparisons between satellite-based products and interpolated gauges measurements. Because of the strong latitudinal precipitation gradient in this region, a sufficiently fine spatial resolution is required. In addition, Sahelian herbaceous annual vegetation growth takes place in about 6 to 8 weeks that can be investigated only with a daily to weekly temporal resolution.

2.1 Satellite precipitation products

Retrieving precisely the rainfall field at a fine scale – i.e. typically 10-50 km, 1-3 hour resolutions – is highly challenging, especially in the Sahelian Belt. A great improvement for satellite rainfall estimation consists in combining geostationary infrared measurements (IR) with passive microwave measurements (MW). Indeed, the satellite borne microwave instruments provide the rainfall rate with a good precision, but only 1 to 2 measurements per day are available at the same location, due to their polar orbit, while geostationary IR satellites offer a quasi continuous temporal coverage. More recently, active microwave (radar) measurements have also been used on satellites for precipitation measurements, providing a more accurate estimate of rain intensities but with a time sampling presently lower than that of IR and passive MW satellites.

Three rainfall precipitation products derived from satellite measurements have been selected regarding their spatial and temporal resolution (**Table 1**). The CMORPH [Joyce *et al.*, 2004] and TRMM3B42 [Huffman *et al.*, 2007] precipitation products are available at a spatial resolution of 0.25°×0.25° with a 3 hours time step. The RFE2.0 product [Xie and Arkin, 1996] has a finer spatial resolution (0.1°×0.1°) and a daily time scale. For these three products, the algorithms combine several types of measurements, mainly infrared (IR) and microwaves (MW), and two of them also incorporate data from rain gauges measurements (RFE2.0 and TRMM3B42).

2. Comparaisons pluriannuelles de produits satellitaires de pluies au Sahel

Data set name (Reference)	Spatial and temporal resolution / coverage	Data sources	Online documentation
CMORPH (Joyce <i>et al.</i> , 2004)	0.25°x0.25° - 3 hourly 60°N-60°S, global 12/2002-present	Microwave estimates (DMSP 13, 14 and 15 (SSM/I), NOAA-15, 16 and 17 (AMSU-B) and the TRMM (TMI)) Infrared estimates from geostationary satellites.	http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html
RFE2.0 (Xie and Arkin, 1996)	0.1°x0.1° - daily 40°N-40°S, 20°W-55°E 1/2001-present	Microwave estimates (SSM/I, AMSU-B) IR estimates from geostationary satellites GTS station data	http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/feews/RFE2.0_desc.shtml
TRMM3B42 (Huffman <i>et al.</i> , 2007)	0.25°x0.25° - 3 hourly 50°N-50°S, global 1/1998-present	Microwave estimates (TRMM, SSM/I, AMSR and AMSU) IR estimates from geostationary satellites Monthly rain-gauge analysis	http://disc.gsfc.nasa.gov/documentation/TRMM_README/TRMM_3B42_readme.shtml

Tableau 2-1 : Main characteristics of the three selected precipitation satellite products; see text for details on acronyms (adapted from Dai *et al.*, 2007).

(i) CPC MORPHing (CMORPH)

The CMORPH product [Joyce *et al.*, 2004] has been developed by the Climate Prediction Centre (CPC) at the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). The algorithm is based on a combination of passive microwave observations from low orbited satellites (the TRMM Microwave Imager -TMI-, 3 Special Sensor Microwave Imager -SSM/I-, 3 Advanced Microwave Sounding Unit -AMSU- and 1 Advanced Microwave Scanning Radiometer -AMSR-) with spatial propagation information deduced from infrared observations obtained by geostationary satellites (Meteosat). More precisely, microwave observations are converted to cloud features and rainfall estimates. When no passive microwave data are available, the cloud features previously obtained are propagated by motion vectors derived from IR imagery, and then morphed using a linear combination of weights regarding the time from the nearest passive microwave sensor. Thus, in this algorithm, IR imagery is not used to estimate rainfall but to derive motion vectors. **Figure 1** shows the rainfall amount during the rainy season over the Sahelian Belt as retrieved from the CMORPH product, when averaged over the period 2004 to 2007.

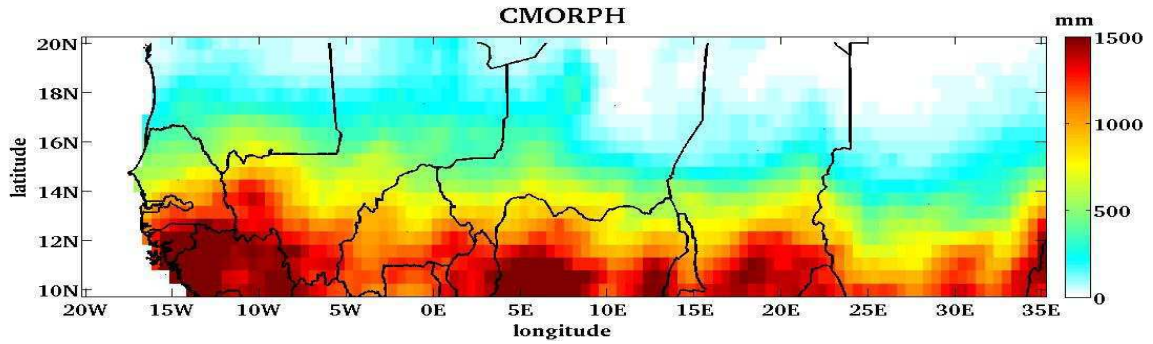


Figure 2-1 : Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the CMORPH product.

(ii) RainFall Estimate 2.0 (RFE)

The RFE2.0 product was also developed at NOAA by the CPC [Xie and Arkin, 1996]. The algorithm merges infrared (GOES Precipitation Index), passive microwave (AMSU, SSM/I) and gauges measurements as follow: each type of satellite observation is converted to rainfall estimate using its proper algorithm; then weights are calculated for each satellite rainfall estimate by comparing to gauges measurements (when and where they are available). The rainfall estimates are combined using these weights to remove random error. Then systematic bias is eliminated by adjusting the relative distribution previously obtained to gauges measurements which provide the magnitude of the rainfall field.

As mentioned in **Table 1**, the gauges used in this algorithm are the ones belonging to the Global Telecommunication System (GTS) network, which consists of about 1000 operating gauges in Africa. **Figure 2** shows the rainfall amount during the rainy season over the Sahelian Belt as retrieved from the RFE2.0 product, when averaged over the period 2004 to 2007.

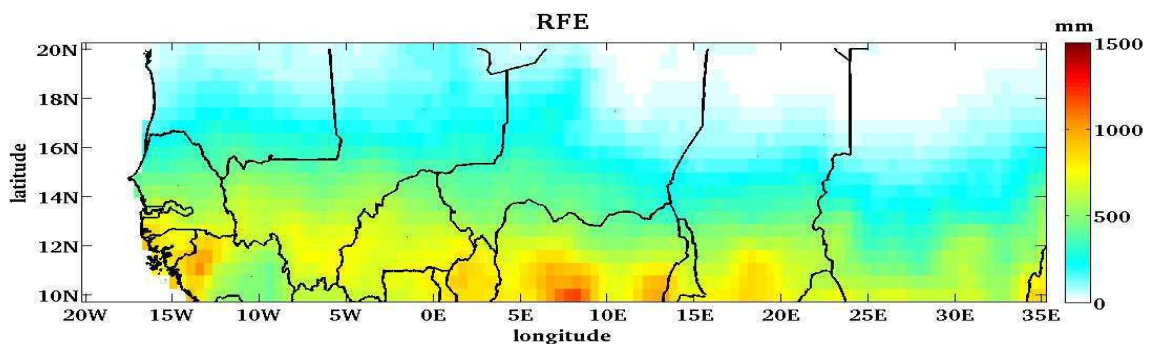


Figure 2-2 : Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the RFE2.0 product.

(iii) Tropical Rainfall Measuring Mission product 3B42 (TRMM3B42)

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) started in 1997 and is a partnership between NASA (National Aeronautics and Space Administration) and JAXA (Japan Aerospace

Exploration Agency). Firstly, each microwave satellite observation (SSM/I, TMI, AMSR, and AMSU) is converted to rainfall estimate using its proper algorithm. Then the microwave precipitation estimates are calibrated and combined (using probability matching of precipitation rate histograms). After this, infrared precipitation estimates (GMS, GOES, Meteosat and NOAA-12) are created using the calibrated microwave precipitation, and the MW and IR estimates are combined. As a last step, monthly accumulated rain gauge data from CAMS (Climate Assessment and Monitoring System) produced by NOAA CPC and rain gauge product from the GPCC, are incorporated [Huffman *et al.*, 2007] (**Table 1**). **Figure 3** shows the rainfall amount during the rainy season over the Sahelian Belt as retrieved from the TRMM3B42 product, when averaged over the period 2004 to 2007.

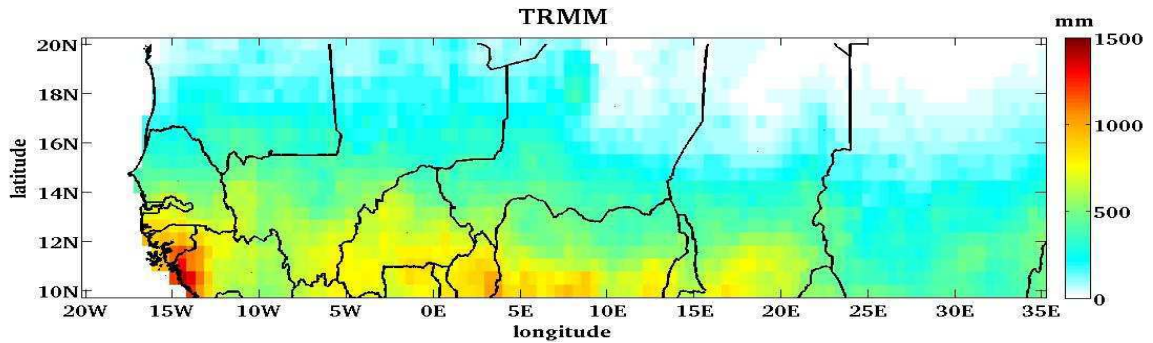


Figure 2-3 : Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the TRMM3B42 product.

2.2 Gauge data

Three networks of rain gauges are working in the Sahel. The whole operational network from the Comité Inter-états de Lutte contre la Sécheresse au Sahel (CILSS) is composed of about 600 rain gauges located in nine African countries (Burkina-Faso, Mali, Niger, Senegal, Cape-Verde Islands, Gambia, Guinea-Bissau, Chad, Mauritania). The centre régional AGRométéorologie-Hydrologie-MÉTéorologie (AGRHYMET) manages a monitoring network composed of about 250 rain gauges that is included in the CILSS network. The data are available on a 10-day basis at the AGRHYMET Regional Centre (CRA). The synoptic network (SYNOP) is composed of 80 rain gauges and data are available on a daily basis through the Global Telecommunications System (GTS). This network is included in the CRA network [Ali *et al.*, 2005b].

The average number of gauges from these networks is around 600, but can vary significantly from one year to another [Ali and Lebel, 2008]. The present localization of the CILSS and SYNOP stations is provided on **figure 4**. These networks have a relatively dense coverage at the regional scale with approximately one station per 3500 km². However, the stations are not homogeneously distributed over the region. The network is scarcer in the northern part of the area, and no data are available over Nigeria (10°N-12.5°N, 4°E-14°E).

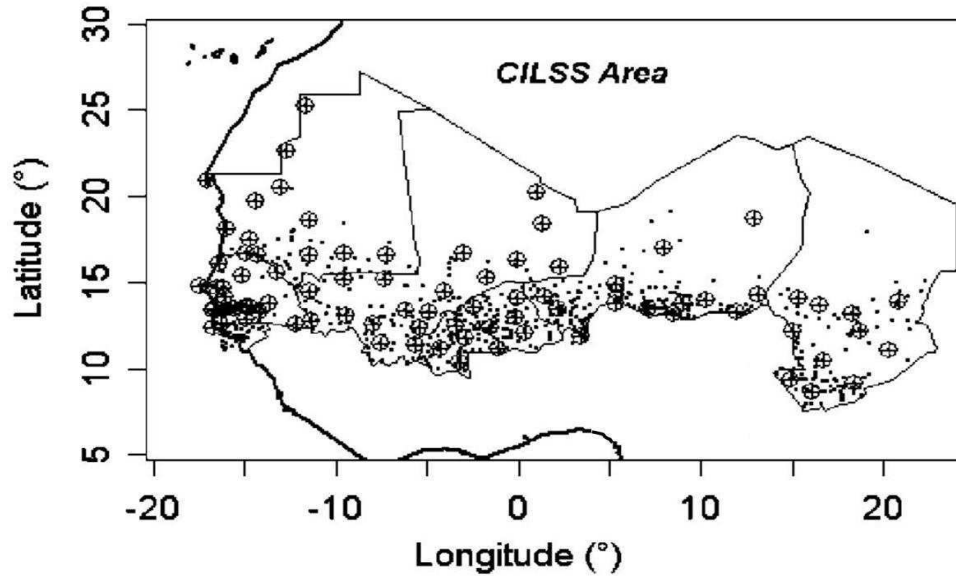


Figure 2-4 : Location of the CILSS (dots) and the synoptic network (encircled crosses) rain gauge stations (adapted from Ali and Lebel, 2008).

Ali *et al.* [2005a], after testing different kriging algorithms, proposed a method to deliver optimized interpolated precipitation fields based on the measurements from these networks. These interpolated fields are produced at a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ with a 10-days time step. They extend from 10°N to 17.5°N and from 17.5°W to 22.5°E , except for the year 2007 where they cover the area ranging between 17.25°W - 22.25°E , and 10.25°N - 20.25°N .

Since the kriged data are not real ground truth, they carry an uncertainty that might bias comparisons with other rainfall fields [Lebel *et al.*, 1999; Ali *et al.*, 2005b]. Obviously, the sparser the network, the greater is the uncertainty. Nevertheless, these interpolations of rain gauge measurements will be considered in this study as the “best estimate” against which satellite-derived products can be compared, as shown by Ali *et al.* [2005b]. However, the possible bias due to the scarcity of the rain gauge data set must be kept in mind since the uncertainty on rainfall estimates depends strongly on the rain gauge network density and on the duration of aggregation [Lebel and Le Barbé, 1997]. **Figure 5** shows the rainfall amount during the rainy season when averaged over the period 2004 to 2007, as retrieved by the kriged rain gauge data over the area where they are available.

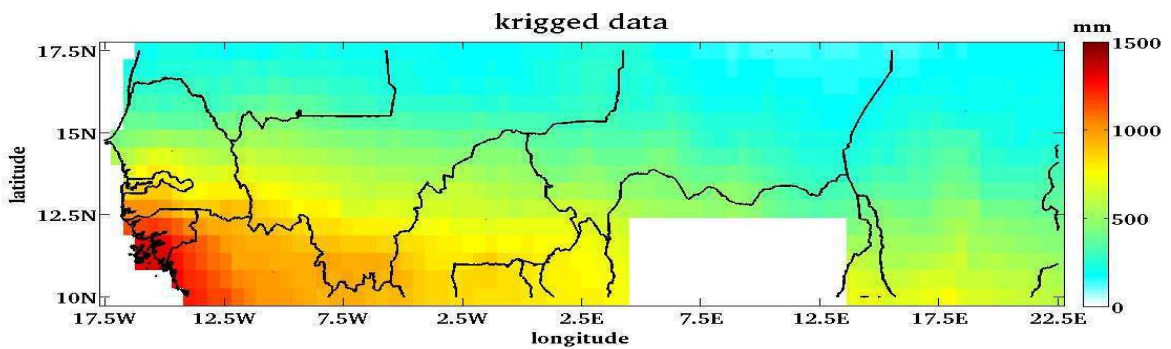


Figure 2-5 : Rainfall amount during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved from the kriged rain gauge data.

3. Methodology

We decided to select, for comparisons between the different precipitation products and interpolated precipitation fields, criteria that are relevant for the modelling of the dynamics of the Sahelian vegetation. These criteria are the spatial structure of the rainfall field, the precipitation frequency (i.e. number of rainy days), and the daily precipitation amounts.

We selected for the comparisons a 4-year period (2004-2007) which is a compromise between the periods of availability of the different data sets and the minimum duration required to integrate, at least partially, the interannual variability of the precipitation in the studied region. The three selected satellite products being available over the whole Sahelian Belt, the intercomparisons between these products have been performed over an area covering from 10°N to 20°N and from 20°W to 35°E. The kriged rain gauge data sets being available only from 10°N to 17.5°N and from 17.5°W to 22.5°E, the comparisons between the satellite products and these data sets have been restricted to this area.

CMORPH and TRMM3B42 products are both provided with at a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and can then be compared at this resolution. The resolution of the RFE2.0 product is finer ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$). Thus, in order to make the comparisons as consistent as possible, we decided to aggregate the CMORPH, TRMM3B42 and RFE2.0 products at $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ to be compared. The time scale used for the satellite products intercomparisons is from 1 to 10 days, depending on the data sets. This time scale is well adapted to the response time of the vegetation to changes in water availability.

Due to the resolution of the original data set, the comparisons to rain gauges kriged data were performed at a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (spatial average) and a temporal resolution of 10 days (temporal sum). Despite the fact that they are based on the similar initial measurements (infrared and microwave satellite observations, and rain gauges for two of them), the three selected satellite products are derived from different algorithms. The consistency between these three products has thus been investigated first.

The comparison with interpolated fields from rain gauge measurements enables to estimate the quality of the satellite-based precipitation in terms of agreement with ground-based data sets. For each of the comparisons, specific tests on the structure, frequency and amount of the precipitation fields have been performed and are presented successively in the following section.

4. Results

4.1 Spatial structure of the precipitation field

The consistency between the different satellite-derived precipitation products and of these satellite products with the kriged data has been evaluated by examining (1) the spatial distribution of the precipitation cumulated over the 4 years and (2) the average temporal variation of the normalized precipitation rates. By looking at those two characteristics, the objectives aim (1) at checking the location of the rainfall field and the consistency of its relative proportions and (2) at estimating the consistency of the time variation of the structure of the rainfall fields between the products.

(i) Satellite-derived products intercomparison

a) Spatial distribution

We first examined the distribution of the precipitation at the regional scale. For that, the precipitation fields from each product have been cumulated over the 4 years (values over oceanic areas have been removed). In order to minimize as much as possible the variability due to differences in intensity between the satellite products, the cumulated precipitations are normalized to their respective maximum precipitation over the whole area.

The consistency of this approach is checked by examining first the distribution of the 4-year mean rainfall field for each product (**Figure 6**). The CMORPH distribution is much more stretched than those of the two other satellite products, with a mean value of 527 mm, against 303 mm for TRMM3B42 and 314 mm for RFE2.0, and a maximum value of 2409 mm, against 1419 mm for TRMM3B42 and 1177 mm for RFE2.0. However, the ratio of the mean value over the maximum is similar for CMORPH and TRMM3B42 (0.22 and 0.21), while it is slightly higher for RFE2.0 (0.26), indicating that this product leads to high precipitation more frequently.

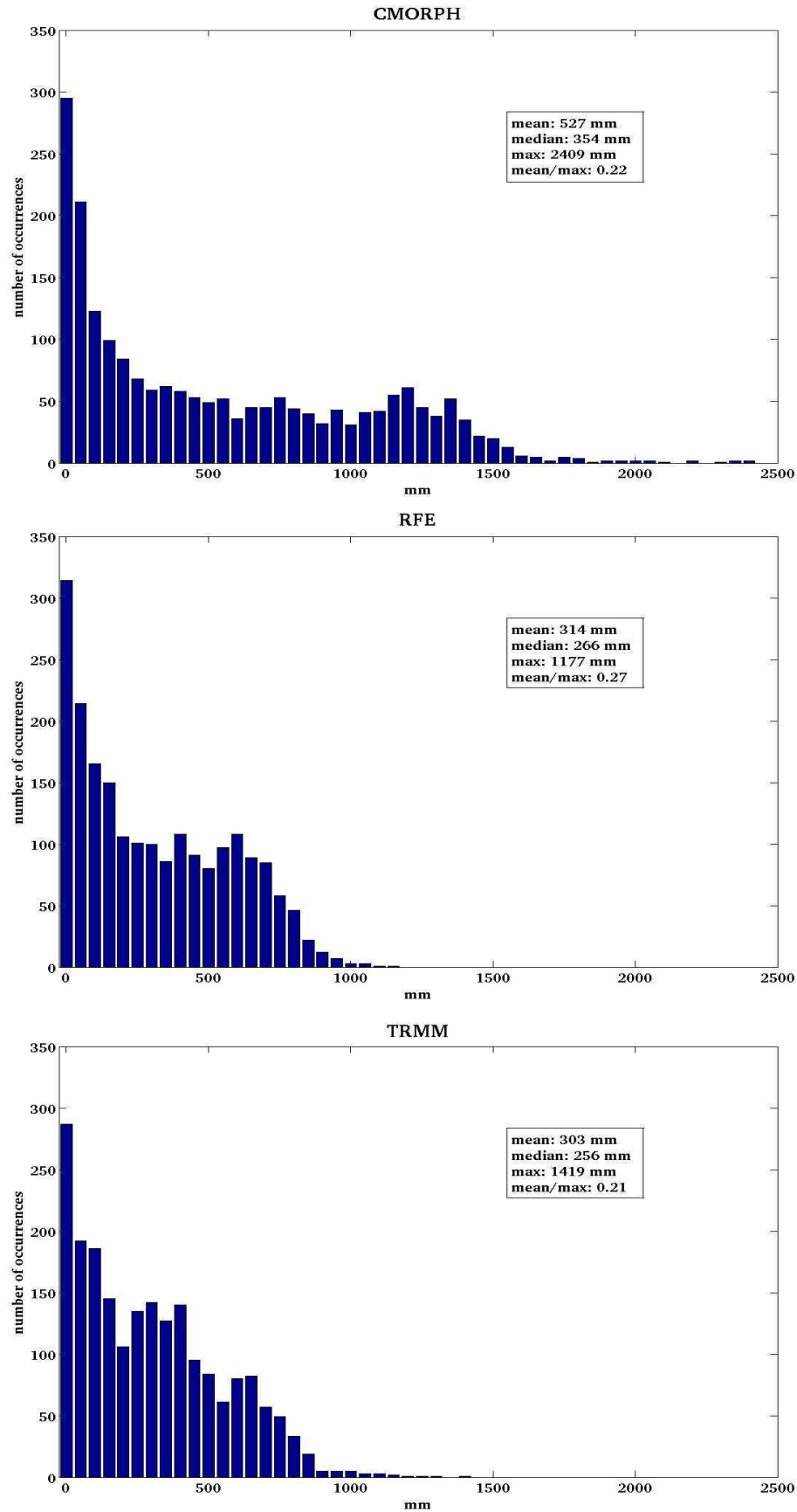


Figure 2-6 : Distribution of the annual mean rainfall for the rainy season (May to October) averaged over the period 2004-2007, for CMORPH, TRMM3B42 and RFE2.0. Data are averaged over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

Figure 7 shows that the three satellite derived precipitation products provide a similar spatial structure of the rainfall fields over the Sahelian Belt. Especially, both the northern limit for precipitation (located around 18°N in the western part and 15°N in the eastern part) and the relative maxima (located around 15°W and 12°N and around 8°E and 10°N) are well co-located by the different products.

On the opposite, some differences are observed in the southern part of the area comprise between 20°E and 30°E with very low normalized precipitation values for TRMM3B42, while CMORPH and RFE2.0 products suggest relatively intense precipitation in that area. Nevertheless, the spatial structure of three satellite derived precipitation shows a very satisfying global consistency.

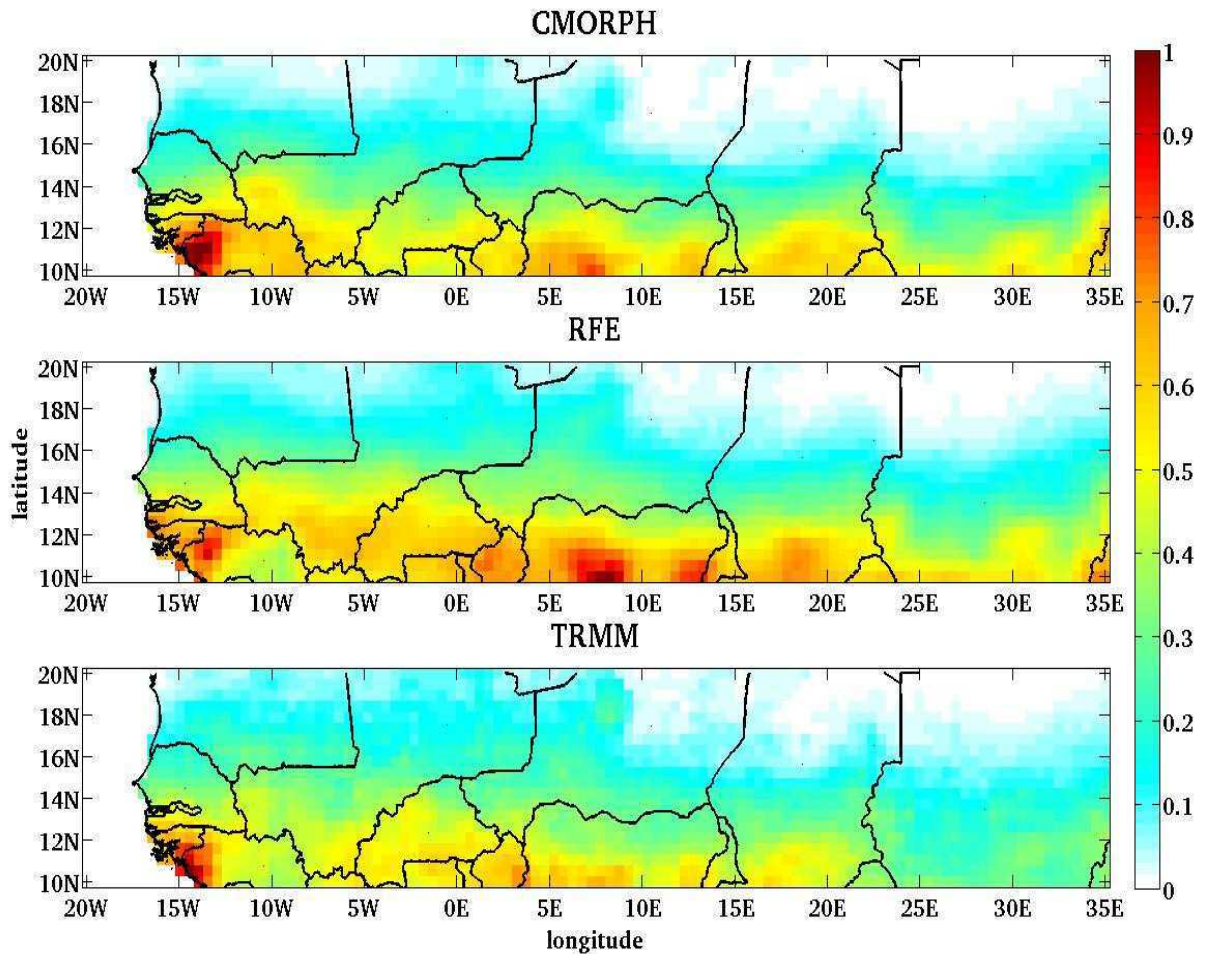


Figure 2-7 : Normalized rainfall during the rainy season (May to October) cumulated over the period 2004-2007 for CMORPH, TRMM3B42 and RFE2.0.

b) Decadal variability

To evaluate the consistency between the different satellite products through time, the correlation coefficients between couples of satellite products have been computed decade by decade from May to October over the 4 year-period for the Sahelian Belt.

2. Comparaisons pluriannuelles de produits satellitaires de pluies au Sahel

As illustrated in **figure 8**, the correlation coefficients range between 0.6 and 0.9 (for $n \sim 8000$ for CMORPH/TRMM3B42, $n \sim 2000$ for CMORPH/RFE2.0 and TRMM3B42/RFE2.0), indicating a significant level of coherence between the different data sets. Moreover, the values of the correlation coefficients do not vary significantly along the rainy season or during the 4-year period: for a given year, the standard deviation of the correlation coefficient is around 5% of its annual mean for CMORPH/RFE2.0 and CMORPH/TRMM3B42, and around 8% for TRMM3B42/RFE2.0. They are also stable from one year to the other: for each couple of satellite-derived data, the standard deviation of the annual means is $\sim 2\%$ of the 4-year global mean. It must be noted that the correlation coefficients are more scattered in 2005 (with CMORPH/TRMM3B42 having the lowest values), and to a less extent in 2007. These results suggest that the quality of the satellite products remains relatively constant from the intraseasonal to the interannual time scale.

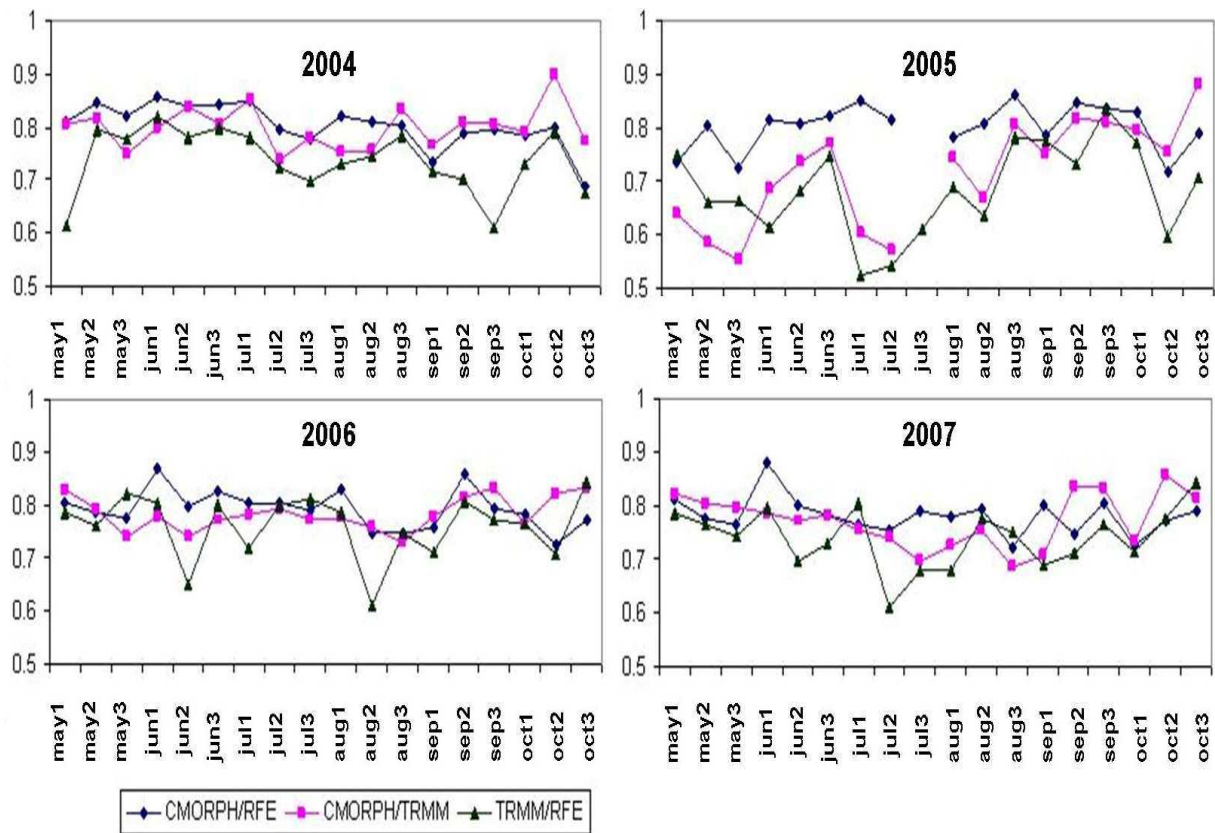


Figure 2-8 : Correlation coefficients during the rainy season (May to October) of 2004 to 2007, for the three couples of satellite-based precipitation products. Correlation coefficients are computed by decade over the area 10°N to 20°N ; 20°W to 35°E . Missing values (e.g. end of July 2005) correspond to missing satellite data.

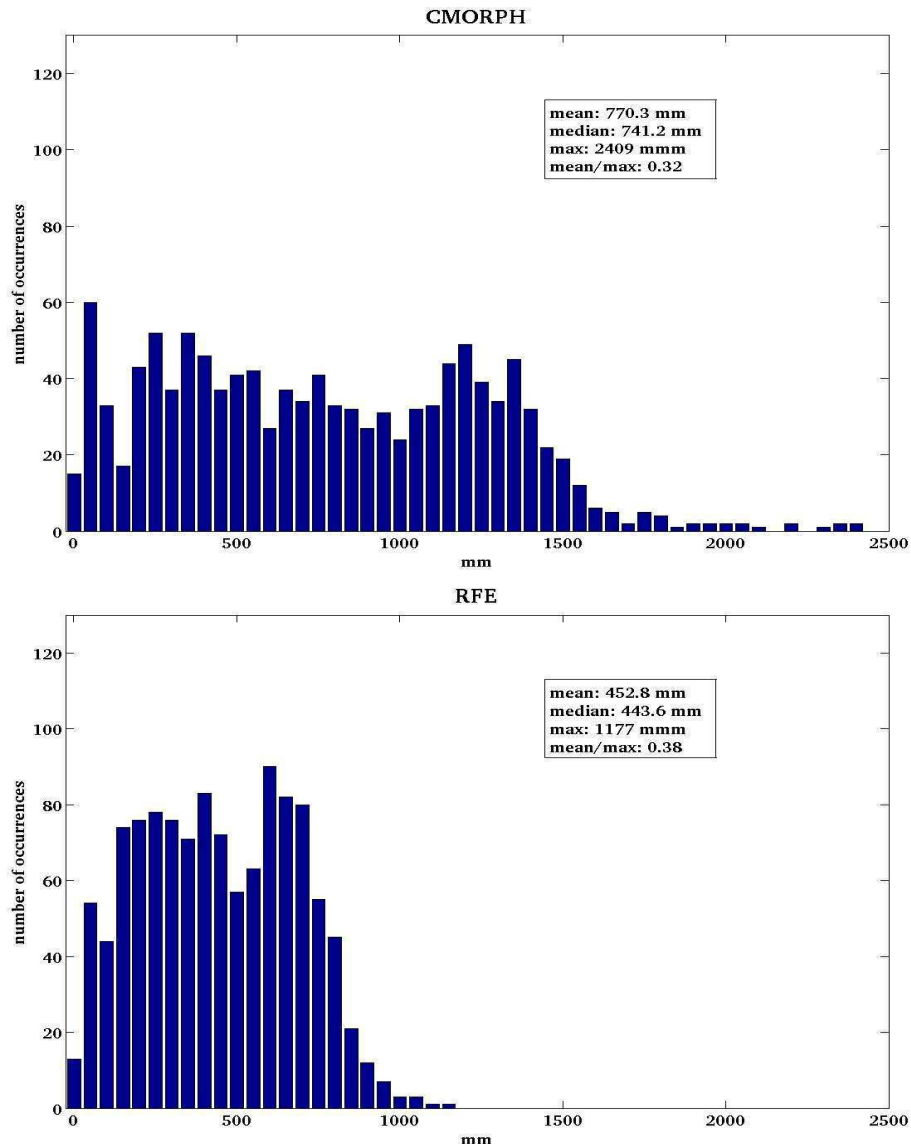
(ii) Comparison with kriged rain gauge fields

a) Spatial comparison

The three satellite products have been compared to the kriged precipitation fields derived from the gauges measurements. In a first step, the comparison is performed on the cumulated and normalized precipitation fields, for the area over which kriged rain gauge fields are available, i.e.

about 1/2 of the area previously concerned for the satellite derived precipitation products comparisons. The interpolated data are not taken into account over most of Nigeria, since no gauges measurements were available from this country.

We first examined the distribution of the 4-year mean rainfall field over the area where rain gauges measurements are available, for each product (**Figure 9**). As observed over the large domain, the CMORPH distribution is again much more stretched than those of the 2 other satellite products with a mean value of 770 mm, against 445 mm for TRMM3B42, 453 mm for RFE2.0, and 424 mm for the kriged rain gauge data. The maximum values are respectively of 2409 mm for CMORPH, 1419 mm for TRMM3B42, 1177 mm for RFE2.0 and 1330 mm for the kriged rain gauge data. The ratio of the mean value over the maximum is similar for CMORPH, TRMM3B42 and the kriged rain gauge data (0.32, 0.31 and 0.32), while it is again slightly higher for RFE2.0 (0.38).



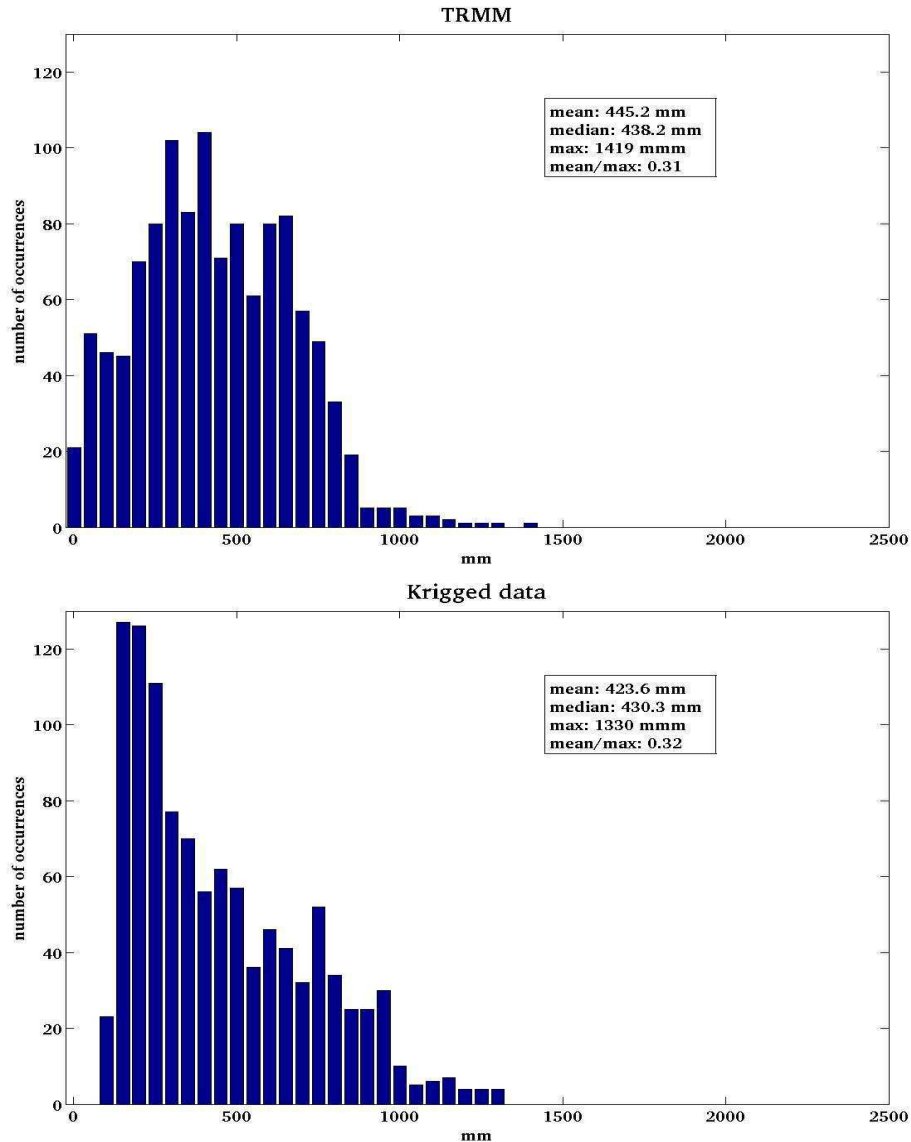


Figure 2-9 : Distribution of the annual mean rainfall for the rainy season (May to October) averaged over the period 2004-2007, for CMORPH, TRMM3B42, RFE2.0 and the kriged data. Data are averaged over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

As indicated in **Figure 10**, the main patterns of the rainfall field structure are similar for the kriged data and the satellite products. The relative maxima of precipitations are located in the south eastern and south western part of the zone for all precipitation data sets. However, some disagreements can be observed in the south western part of the area, where the zone concerned by high precipitation is more extended on the kriged rain gauge field than on the satellite derived ones. It has to be noticed that the density of the gauge network is high in this area and thus the kriged rain gauge field has a high confidence level in this region. On the opposite, the computation of the kriged rainfall fields should yield to a smoother spatial pattern of the precipitation field and this can also explain a part of the disagreements observed between kriged rain gauge data and satellite-derived precipitation products in this area.

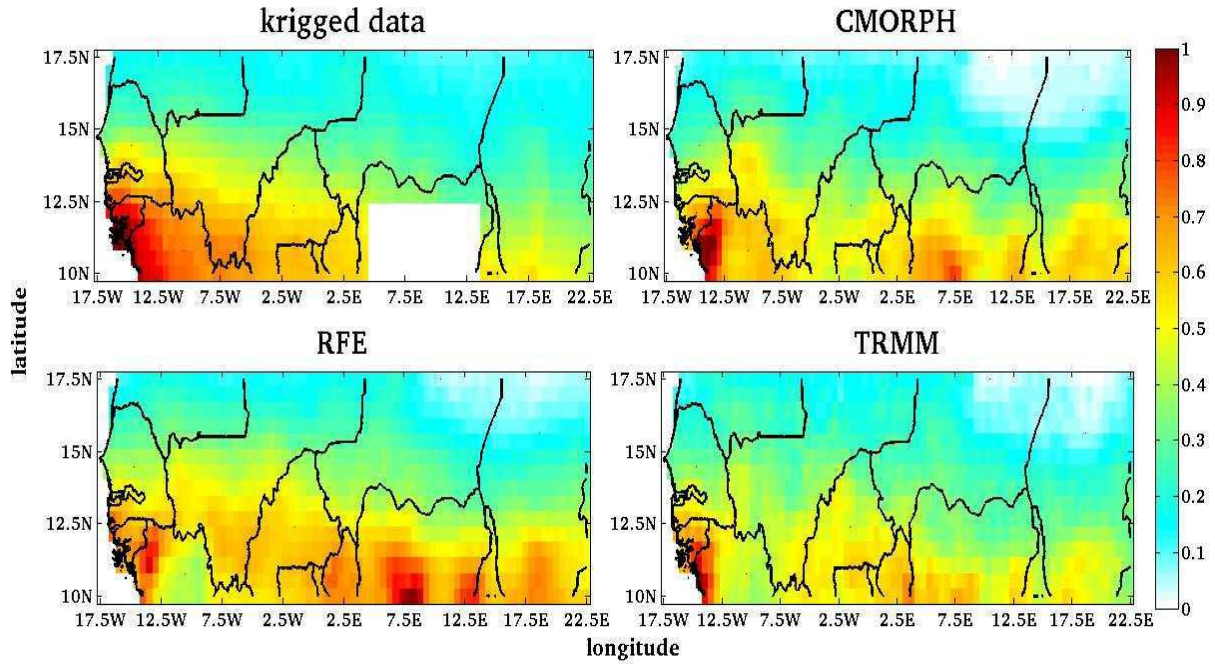


Figure 2-10 : Normalized cumulated rainfall during the rainy season (May to October) 2004 to 2007, for the kriged gauges measurements and for the three studied satellite-based products. Interpolation not taken into account over Nigeria (white box: no gauges measurements available).

b) Decadal variability

The correlation coefficients between the decadal rainfall fields derived from satellite based precipitation products and the kriged rain gauge data have been computed from 2004 to 2007 (**figure 11**, $n \sim 1200$). We observed that these correlation coefficients are lower than those obtained for the intercomparison of the different satellite derived precipitation products. They range approximately from 0.3 to 0.9 (against 0.6 to 0.9 for the satellite products only) and about 9% of the values are lower than 0.6. The correlation coefficient is particularly weak for the TRMM3B42 in 2005 from May to August. However, these correlation coefficients remain largely significant indicating a good agreement between satellite derived precipitation products and kriged rain gauge data.

When averaged over the rainfall season (May to October), the correlation coefficients do not vary significantly over the 4-year period for the CMORPH and RFE2.0 products, with standard deviation of the order of 2% of the 4-year global mean. The variability of the correlation coefficients is higher for the TRMM3B42 product, with a standard deviation of 8% of the 4-year global mean, mainly due to a low agreement in 2005. The correlation coefficients are stable over decades through each of the 4 years, the standard deviation being $\sim 10\%$ of the annual mean for CMORPH and RFE2.0 (against 8% for satellite products only) and 12% to 27% for TRMM3B42.

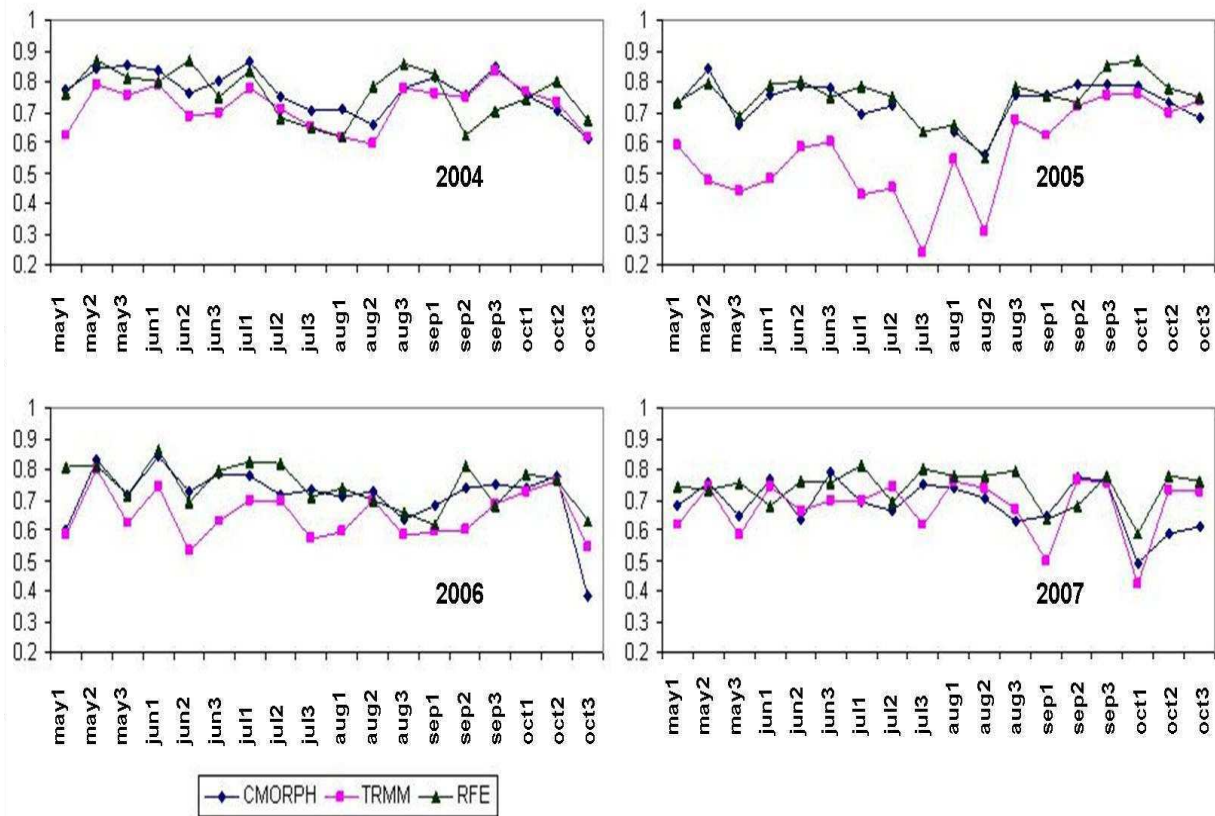


Figure 2-11 : Correlation coefficients during the rainy season (May to October) of 2004 to 2007, between the three satellite derived precipitation products and spatially interpolated gauges-measurements. Correlation coefficients are computed by decade over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

(iii) Conclusion concerning the spatial structure of the precipitation field

These results show that the three selected satellite derived precipitation products are in satisfying agreement with respect to the structure of the rainfall fields over the whole Sahelian Belt. Moreover, the comparisons between these satellite products with gauges-interpolated measurements, even if they have been performed over a slightly smaller area, suggest that the structure given by the satellite products are also in good agreement with data derived from direct measurements of precipitations.

4.2 Frequency of precipitation

As shown by *Dai et al.* [2007], the spatial distribution of precipitation amount is firstly determined by how frequent it rains at different locations and secondarily by how heavy it rains. Thus, a next step in the evaluation of the relevance of the satellite derived precipitation products is to investigate the temporal dynamics of the retrieved precipitation fields. Therefore, the aim of this section is to check if the rainy days occur at the same time for a same location, and in the same proportions for the three satellite-derived products. **Figure 12** represents the mean annual number of rainy days for the rainy seasons 2004-2007 and for the three satellite derived precipitation products.

CMORPH and RFE2.0 show very similar pattern while the TRMM3B42 product leads to the lowest number of rainy days, especially in the 10°N-12°N latitudinal band.

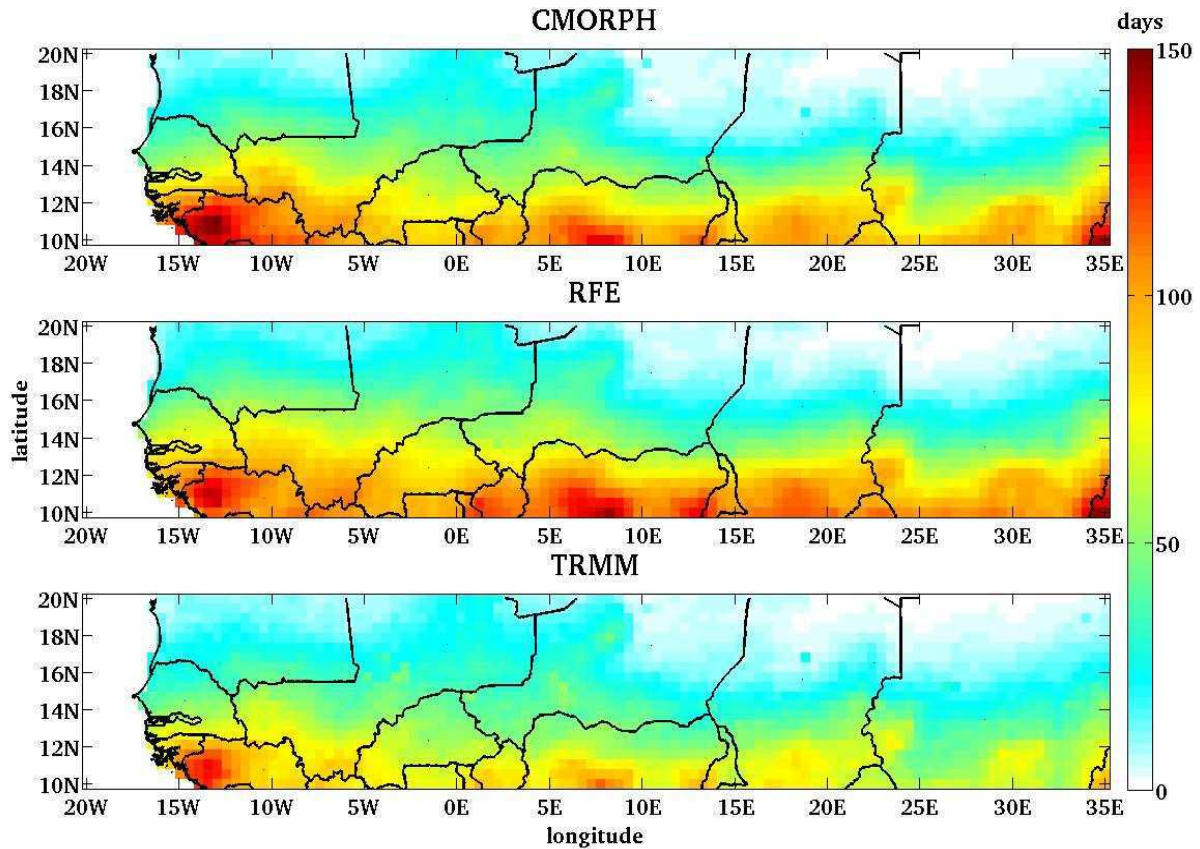


Figure 2-12 : Mean annual number of rainy days for the rainy season (May to October) averaged over 2004-2007 for the three satellite derived precipitation products.

(i) Satellite derived precipitation products

a) Global scores

The consistency between the satellite derived precipitation products in terms of frequency of precipitation has been quantified by computing a score of agreement between the different products in terms of detection of rainy days or non-rainy days. These scores (expressed in %) have been computed for each pixel and for the 4-year period of interest (2004 to 2007) over the Sahelian Belt. Four cases have been distinguished: (1) the two satellite products A and B agree on the rainy-day (y/y); (2) the two satellite products A and B agree on the non-rainy day (n/n) (3); product A indicates a rainy day but product B not (y/n) and (4); product A indicates a non-rainy day and product B a rainy day (n/y).

Figure 13 shows that the scores corresponding to agreements for rainy (y/y) or non-rainy days (n/n) are high (about 80% when summed) for the 3 couples of satellite products. These scores are almost equally driven by the rainy and the non-rainy cases, the number of y/y cases being slightly lower than the number of n/n cases. Concerning the cases of disagreement (y/n and n/y), it can be noted that the RFE2.0 precipitation product detects more rainy days than the CMORPH precipitation product, which detects more rainy days than the TRMM3B42 precipitation product (as also observed

in **figure 12**). Since the mean annual rainfall was higher for CMORPH than for RFE2.0 (see **figures 1** and **2**), this suggests that the precipitation events are of lower intensity for the precipitation product RFE2.0 as compared to CMORPH.

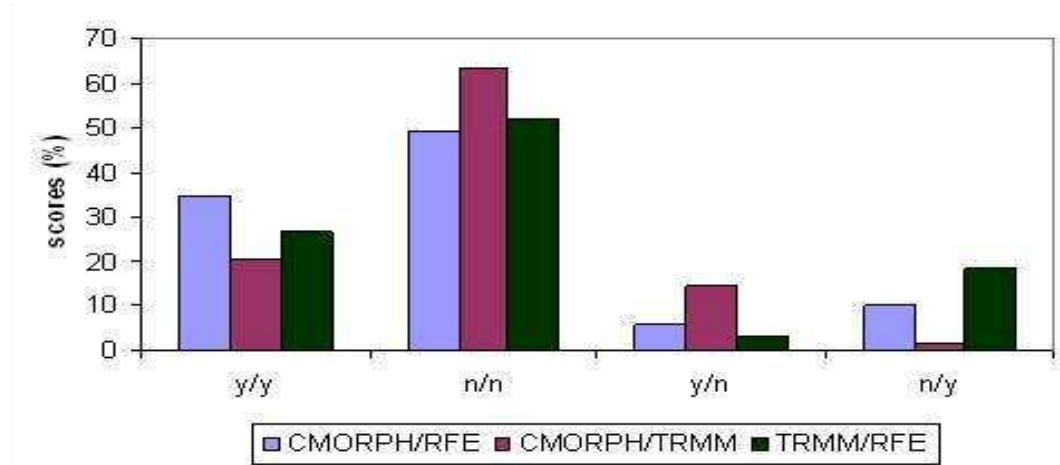


Figure 2-13 : Agreement between daily satellite derived precipitation products for the detection of rainy days (y/y: agreement on rainy day; n/n: agreement on not rainy day; y/n: disagreement rainy/not rainy day; n/y: disagreement not rainy/rainy day), computed over May to October for the period 2004-2007 and over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

b) Spatial comparison

The scores of agreement (y/y and n/n) of the different satellite derived precipitation products have been cumulated for the 4 rainy seasons and are displayed on maps (**figure 14**). Large parts of the area (respectively 76%, 60% and 37% for CMORPH/RFE2.0, CMORPH/TRMM3B42 and TRMM3B42/RFE2.0) show agreements greater than 80 %. The higher levels of agreement are reached over the regions where precipitations are either very high (central south of the area) or very weak (northern part of the area).

The minimum score is about 40%. For the 3 couples of satellite derived precipitation products, the agreement scores are lower (but still higher than 50%) between 14°N and 16°N, i.e. the zone corresponding to the northern limit of the precipitation, and along the Atlantic Ocean coast. Smaller areas of disagreement are located in regions including water bodies such as Lake Chad (13°N, 15°E). This can be at least partly explained by the different algorithms used above land and ocean to estimate rainfall from microwave measurements (usually, scattering techniques are used above land surfaces because of their high emissivity, while emission algorithms are used above water surfaces).

The lowest agreement scores are obtained for the couple TRMM3B42/RFE2.0. This is consistent with the global scores given in the previous section, indicating the RFE2.0 product detects much more rainy days than TRMM3B42. Besides water bodies, disagreements are thus located over areas of intermediate rainfall amounts.

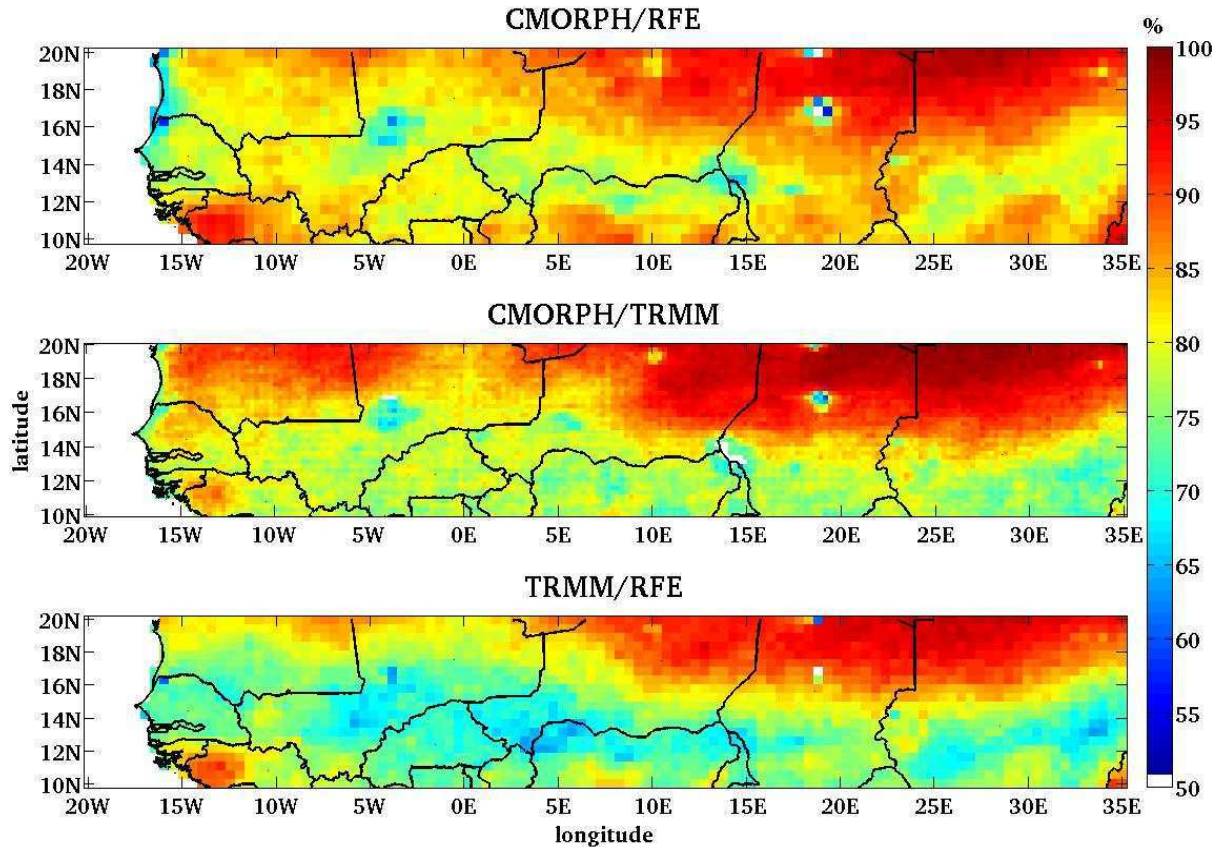


Figure 2-14 : Scores of agreement between the satellite derived precipitation products for the daily detection of rain events (y/y and n/n) during the rainy season (May to October) and averaged over the period 2004-2007.

c) Daily variability

To evaluate the temporal variability of the agreement on the detection of rainy days, we computed, for each day of the year 2006, scores of agreement (y/y and n/n) or disagreement (y/n and n/y) over the whole area (**figure 15**).

The temporal evolutions of these scores differ from one couple of satellite derived precipitation product to the other. For each couple, the agreement on the rainy days increases from the beginning to the middle of the rainy season and then decreases. Total precipitation exhibits the same pattern (see **figures 1 to 3**) suggesting a coinciding increase of the frequency and intensity of the precipitation, in agreement with *Dai et al.* [2007] observations. On the opposite, the agreement score on non-rainy days is obviously minimum at the maximum of the rainy season and maximum at the beginning and at the end of the rainy season, where non-rainy days are the most frequent cases. The total agreement scores are stable during the whole period for the couple CMORPH/RFE2.0 but exhibit a slight seasonal trend for the couples involving the TRMM3B42 product, suggesting a seasonal bias in the detection of rainy days for this product.

For the couple CMORPH/RFE2.0, the two scores corresponding to disagreement (y/n and n/y) have comparable values and temporal pattern. The scores for the couples involving TRMM3B42 differ

significantly, underlining, as noticed previously, that the TRMM3B42 product detects less rainy days than the CMORPH and RFE2.0 products. The same features are noticed for the other years of the studied period (not shown here).

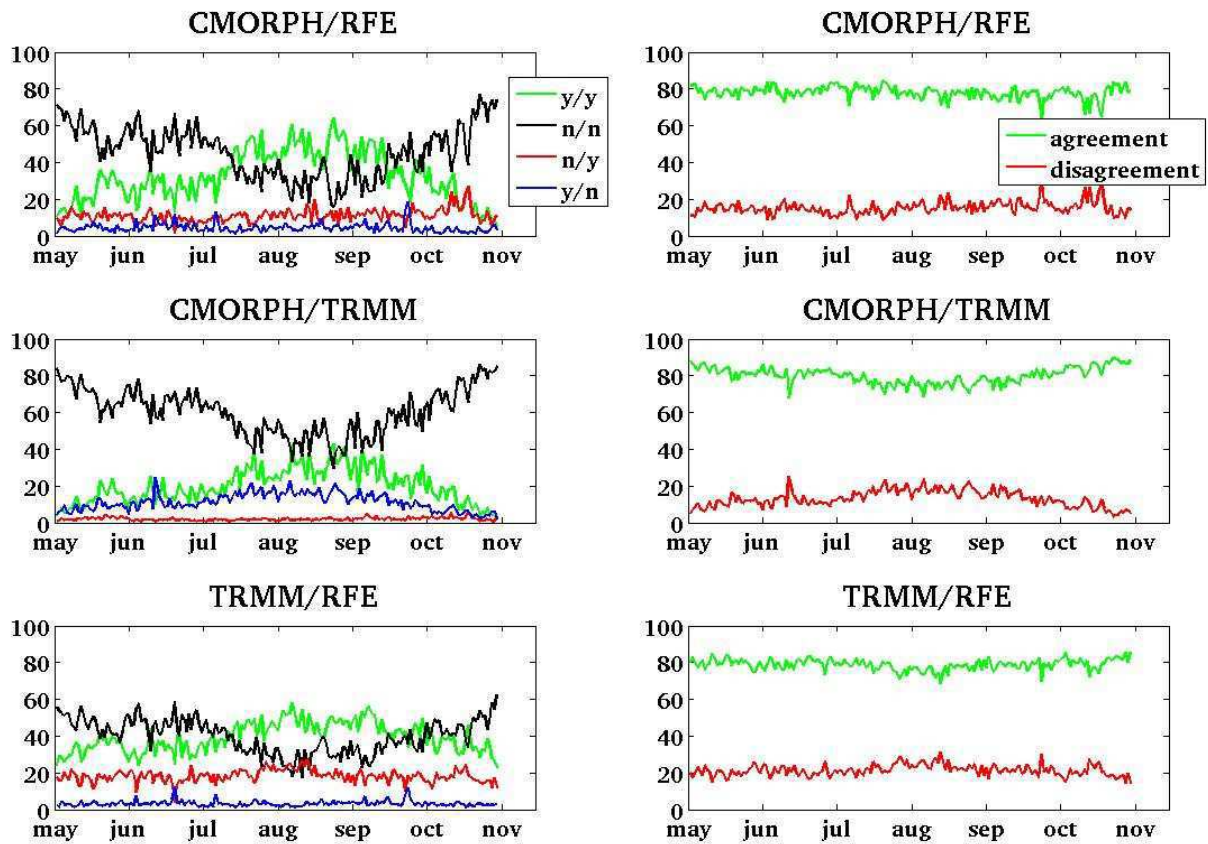


Figure 2-15 : Daily scores of agreement in detection of rainy days for the rainy season (May to October) 2006, for the three couples of satellite-based products.

(ii) Conclusion on daily precipitation frequency

A satisfying global agreement between the satellite derived precipitation products was found for the daily rain detection, especially in areas where rainfall is either very weak or very strong. A weakest but still very good agreement is also observed in areas exhibiting intermediate rainfall patterns. Moreover, this high level of agreement persists all along the rainy season. For the TRMM3B42 product, the comparison with the other satellite derived precipitation products suggests a seasonal bias in the detection of the rainy events. As a general trend, the precipitation frequency is the highest with the RFE2.0 product and the lowest with the TRMM3B42 product.

4.3 Rainfall amounts

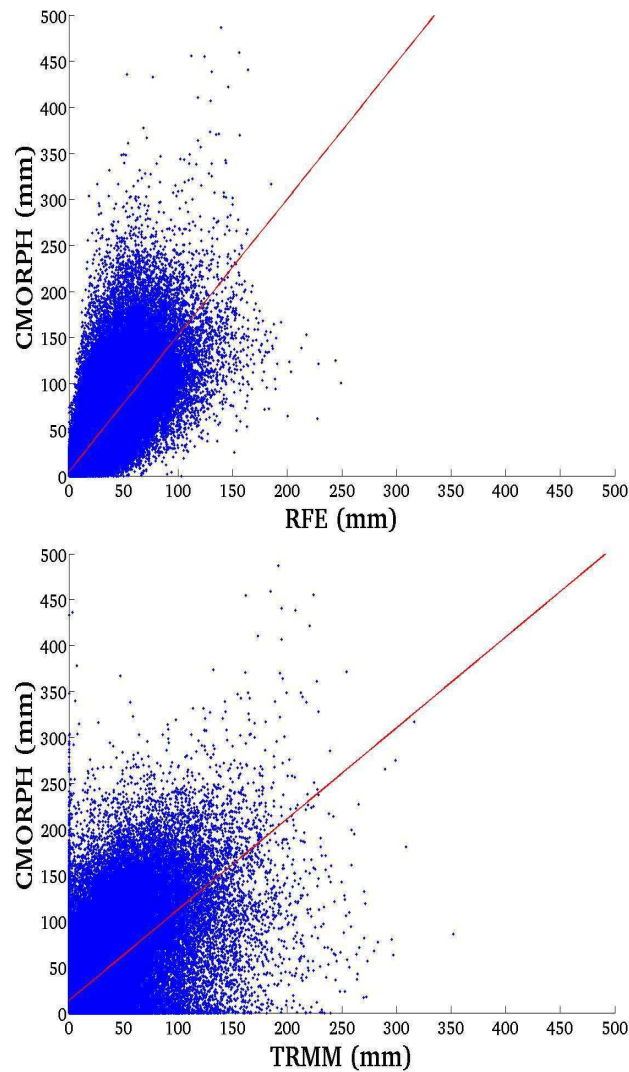
We finally examine the consistency of the different satellite derived precipitation products in terms of precipitation amounts. First a direct comparison has been performed over the whole Sahelian Belt and over the smaller area for which rain gauges data were available. Then the spatial distribution of the differences in intensity between products has been examined, and finally the temporal evolution of the agreement between products has been evaluated. The comparisons concern first the satellite

derived precipitation products only, then a comparison is made between these products and the kriged precipitation fields from rain gauge measurements.

(i) Satellite products

a) 10-days precipitation amounts

Direct comparisons of 10-days precipitation amounts from a couple of satellite derived precipitation products have been performed at a spatial resolution of 0.5° ($n \sim 100\,000$) over the whole Sahelian Belt (10°N - 20°N , 20°W - 35°E , values over oceans being removed) for the four rainy seasons of the period 2004 to 2007 (**figure 16**).



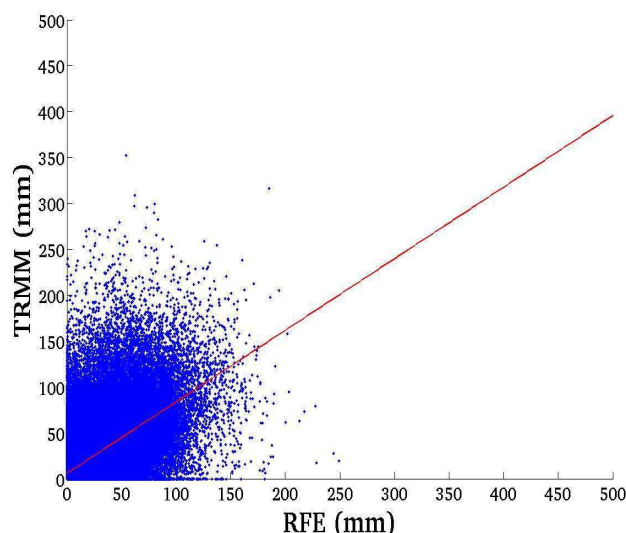


Figure 2-16 : 10-days rainfall estimates (mm) of CMORPH versus RFE2.0 (top), CMORPH versus TRMM3B42 (middle) and TRMM3B42 versus RFE2.0 (bottom) for the rainy seasons (May to October) 2004 to 2007 and for the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

Overall, the agreement between the different satellite products is relatively good (**Table 2-2**): the squared correlation coefficients are ranging between 0.41 and 0.65; the slopes of the linear regression range from 1.48 to 0.78. The slope of linear relation between the CMORPH and RFE2.0 products is the highest (1.48) and is associated with the slowest intercept (4.3 mm) and a medium mean absolute error (17.8 mm). The squared correlation is the highest with about 0.65 (meaning that 65% of the variability of the data is explained by the linear regression). The slope of the linear relation between the TRMM3B42 and CMORPH products is very close to 1 but the intercept and the mean absolute error are the highest (respectively 13.1 mm and 21.4 mm), suggesting a small systematic bias between these two products. The correlation coefficient is lower (0.43) and close to that obtained for the TRMM3B42/RFE2.0 couple (0.41). The linear regression between TRMM3B42 and RFE2.0 gives a slope of 0.8, without significant systematic bias (intercept ~5.56 mm). Moreover the mean absolute error is the lowest with 13.66 mm.

Products	Slope	Intercept (mm)	Squared correlation	Mean absolute error (mm)
CMORPH/RFE2.0	1.48	4.3	0.65	17.8
CMORPH/TRMM3B42	0.99	13.1	0.43	21.4
TRMM3B42/RFE2.0	0.78	5.6	0.41	13.7

Table 2-2 : Statistical values of the linear regressions between satellite-derived precipitation products in terms of precipitation amounts for the rainy seasons (May to October) 2004-2007 and over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

b) Spatial distribution of precipitation amounts

The differences between the different satellite derived precipitation products in terms of precipitation amounts over the four rainy seasons 2004 to 2007 are displayed in **figure 17**. The highest differences in precipitation amounts involve the CMORPH product. The regions where the differences

are the highest are located along the Guinean coast (15°W-10°W, 10°N) and on the southern part of the area, i.e. in the areas where the precipitations are the highest. These areas almost perfectly match the maximum of relative precipitations of the CMORPH product (**figure 7**). This clearly shows that the precipitation amounts derived from CMORPH are much higher than those from the two other products.

The two satellite derived precipitation products using rain-gauge data for adjusting their precipitation rates retrievals, i.e. TRMM3B42 and RFE2.0, are in good agreement for most of the area. The differences are inferior to 100 mm in mean annual absolute value for respectively 47%, 47% and 87% of the studied area for CMORPH-RFE2.0, CMORPH-TRMM3B42 and TRMM3B42-RFE2.0. Higher differences are observed in a zone located in eastern Africa (25°E to 35°E, 10°N to 12°N) for which the precipitation derived from TRMM3B42 are significantly lower than those derived from RFE2.0.

It was found in section 4.2, that the CMORPH product has an intermediate rainy days detection rate compared to the two other products. This strongly suggests that the large differences observed in the precipitation amount retrieved by CMORPH and those provided by the two other satellite derived precipitation products result from a large “overestimation” of the daily precipitation rates for rainy days similarly detected by the other products. This overestimation of the rainfall amounts by CMORPH had already been noticed by *Jobard et al.* [2009] and *Dai et al.* [2007].

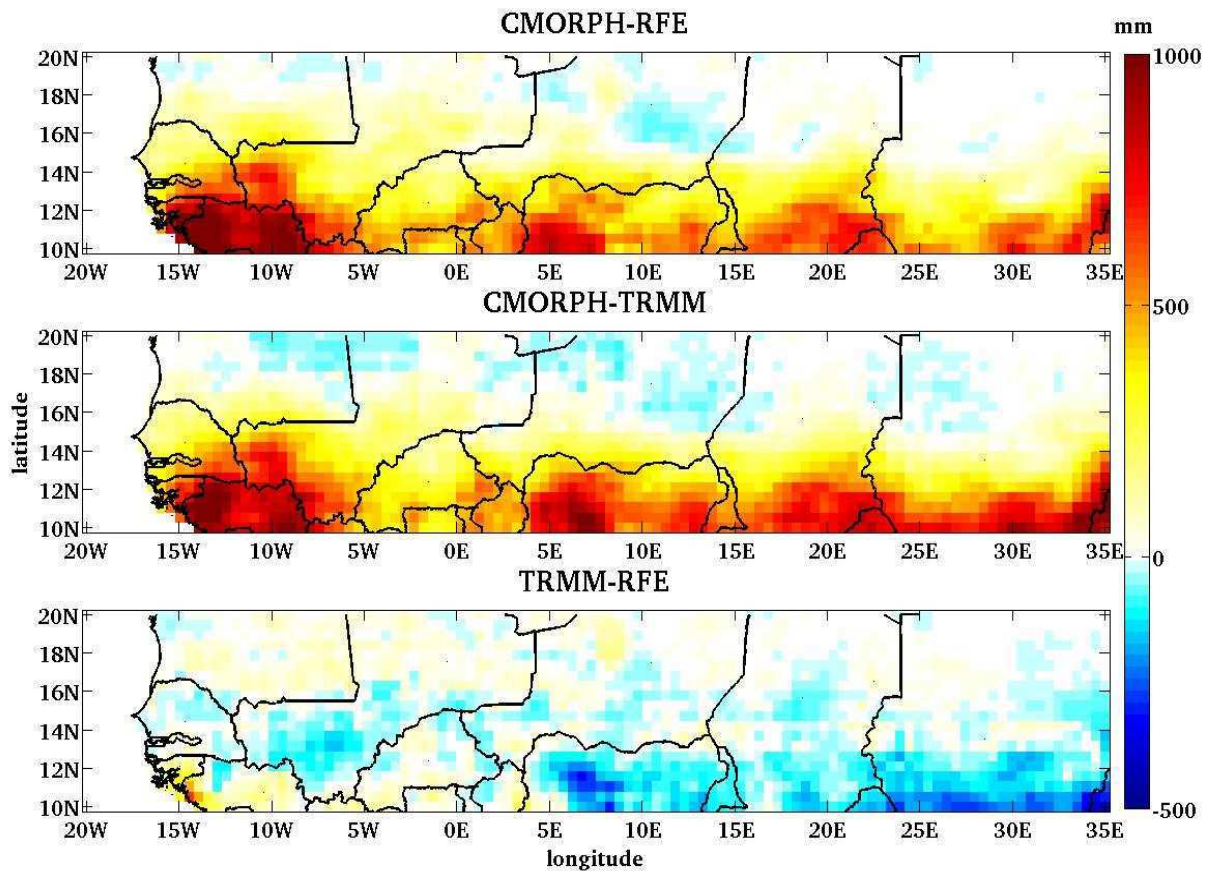


Figure 2-17 : Mean annual differences in precipitation amount over the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period and for the 3 couples of satellite derived precipitation products.

c) Decadal variability

In order to evaluate the consistency between the different satellite derived precipitation products through time, the slopes of the linear regressions have been computed decade by decade from May to October over the 4 year-period for the Sahelian Belt (**figure 18**). These slopes show a systematic trend: rainfall amounts derived from the RFE2.0 product are lower than those derived from TRMM3B42 (slope between 0.4 and 1) except at the very beginning and at the end of the rainy season (when the slope can reach ~1.2). RFE2.0 and TRMM3B42 values are much lower than those derived from CMORPH (slope from 0.2 to 0.8). The slopes, averaged over the rainy seasons, are quite stable, with standard deviations of the order of ~10%. However, they can strongly vary as a function of the year for the same decade, with standard deviations up to 40%.

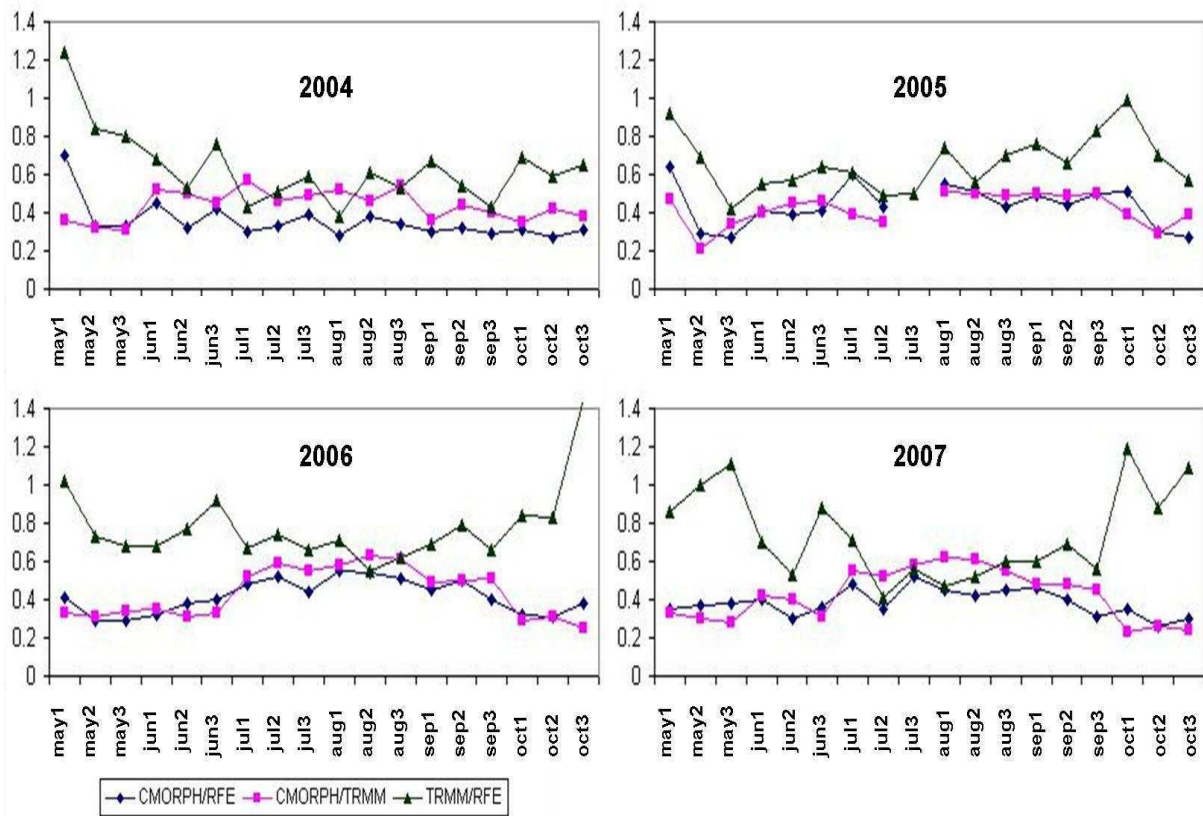


Figure 2-18 : Slopes of the linear regression of the rainfall amount for couples of satellite derived precipitation products during the rainy season for the period 2004 to 2007 and for the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E. Missing values (e.g. end of July 2005) correspond to missing satellite data.

(ii) Comparison with kriged rain gauge data

a) Decadal precipitation amounts

The precipitation amounts at 0.5° spatial resolution derived from the satellite products have been cumulated by decade to be compared with the decadal precipitation amounts from the kriged rain gauge data (**figure 19**, n~80000).

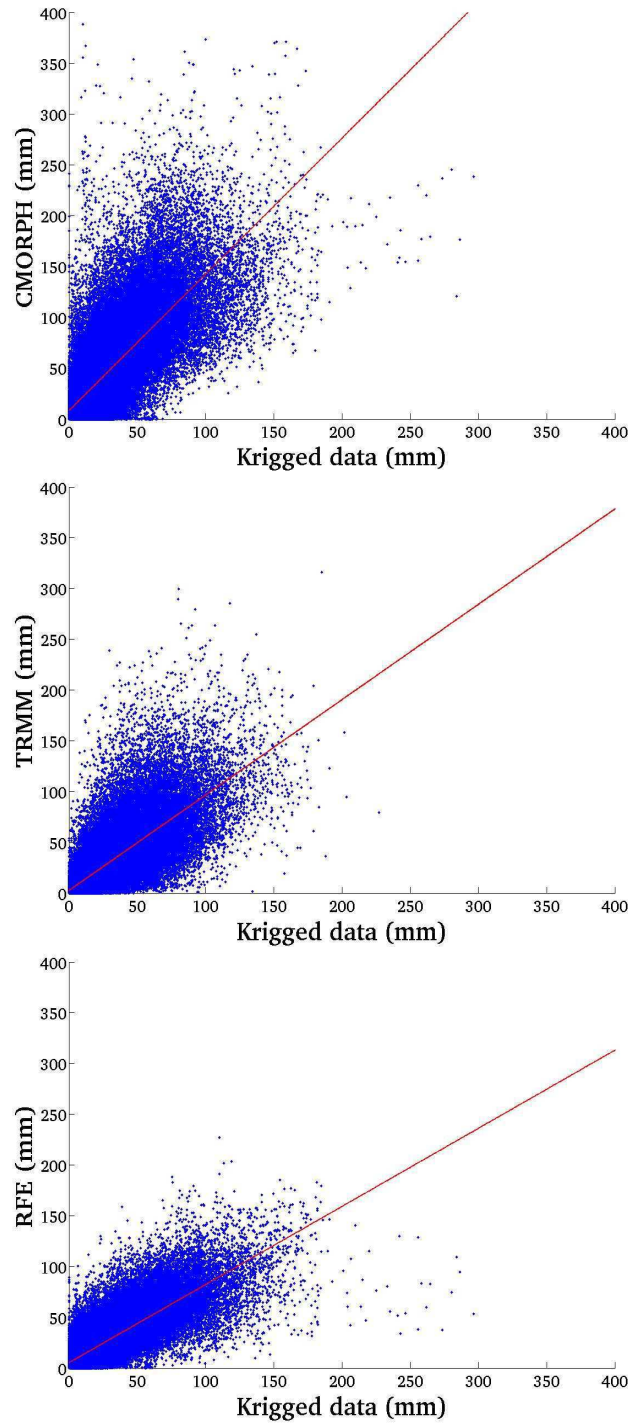


Figure 2-19 : 10-days rainfall estimates (mm) of CMORPH (top), TRMM3B42 (middle) and RFE2.0 (bottom) versus kriged rain gauge data for the rainy seasons (May to October) 2004 to 2007 and for the area 10°N to 17.5°N ; 17.5°W to 22.5°E .

The comparison of the decadal precipitation amounts shows a good agreement between satellite derived rainfall estimates and kriged rain gauge data: the squared correlation coefficients are of the order of 0.6 to 0.7, the slopes of the linear regressions range between 0.77 and 1.34 and the intercept are low (between 2.2 mm and 8 mm). The level of agreement is thus noticeably better than the agreement observed between satellite products. Considering the kriged data as an absolute reference in terms of precipitation quantities, these results indicate that the CMORPH product

overestimates precipitation amounts by about 34%, with a much larger systematic bias than the other products as reflected by the highest intercept (~8 mm), and mean absolute error (22.2 mm). On the opposite, the RFE2.0 product tends to underestimate the precipitation rates by 23%, with a lower bias (intercept ~5 mm) than CMORPH, and the lowest mean absolute error (~10 mm). Moreover, the RFE2.0 product shows the highest R^2 , with more than 69% of the variability of the values explained by the linear regression. The TRMM3B42 product exhibits the slope the closest to 1 (0.94) and the lower intercept (~2 mm), suggesting a better agreement with the kriged rain gauge data in terms of precipitation rates. However, its squared correlation is 0.6, i.e. approximately equal to that of the CMORPH product.

Products	Slope	Intercept (mm)	Squared correlation	Mean absolute error (mm)
CMORPH	1.34	8.0	0.60	22.2
TRMM3B42	0.94	2.2	0.60	12.0
RFE2.0	0.77	5.0	0.69	10.1

Table 2-3 : Statistical values of the linear regressions between satellite-derived precipitation products and kriged rain gauge data in terms of precipitation amounts for the rainy seasons (May to October) 2004-2007 and over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

b) Spatial distribution

The differences in precipitation amounts between the kriged rain gauge data and the satellite derived precipitation products have been computed for the four rainy seasons (2004 to 2007) (**figure 20**). The largest differences are again located along the Guinean coast (13°W, 10°N). The differences are negative between the CMORPH data and the kriged rain gauge data indicating much stronger precipitation amounts from the satellite-derived data. The RFE2.0 and TRMM3B42 products are both in satisfying agreement with the kriged rain gauge data over most of the area, with absolute differences lower than 100 mm over respectively 78% and 76% of the surface, but for only 27% for CMORPH. The kriged rain gauge data are generally slightly lower than the satellite products in the areas where high rainfall are observed (central and southern) and slightly greater on the northern borders, where rainfall is the weakest.

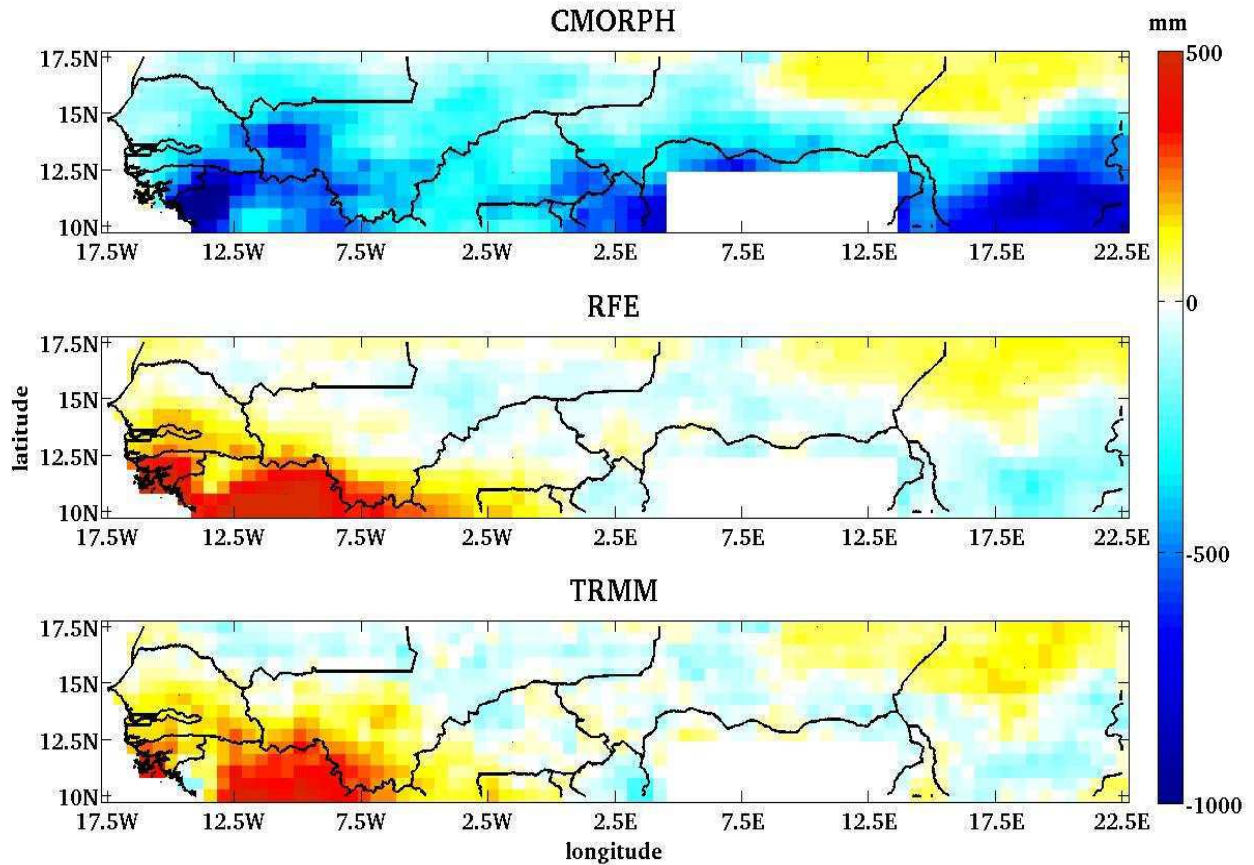


Figure 2-20 : Mean annual differences in precipitation amount over the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period between the 3 satellite derived precipitation products and the kriged rain gauge data.

c) Decadal variability

The slopes of the linear regressions of the precipitation amounts decade by decade between satellite derived precipitation products and kriged rain gauge data (**figure 21**) confirm the differences previously noted between the three satellite products. The slopes between satellite products and kriged data are higher at the beginning and at the end of the rainy seasons while they are minimum in the middle of this rainy season. For the CMORPH product, they largely exceed 1 at the beginning and at the end of the rainy season, while they range between 1 and 2 between July and September. This indicates that the precipitation amounts are overestimated by the CMORPH product during the whole rainy season, but less in the middle of the wet season. Moreover, the interannual variability observed is the strongest with the CMORPH product. The slopes of the regressions with RFE2.0 and TRMM3B42 are significantly closer to 1, even if they also decrease in the middle of the wet season to reach values of the order of 0.5. This suggests that these two satellite products could underestimate the precipitation amount during period of high rainfall.

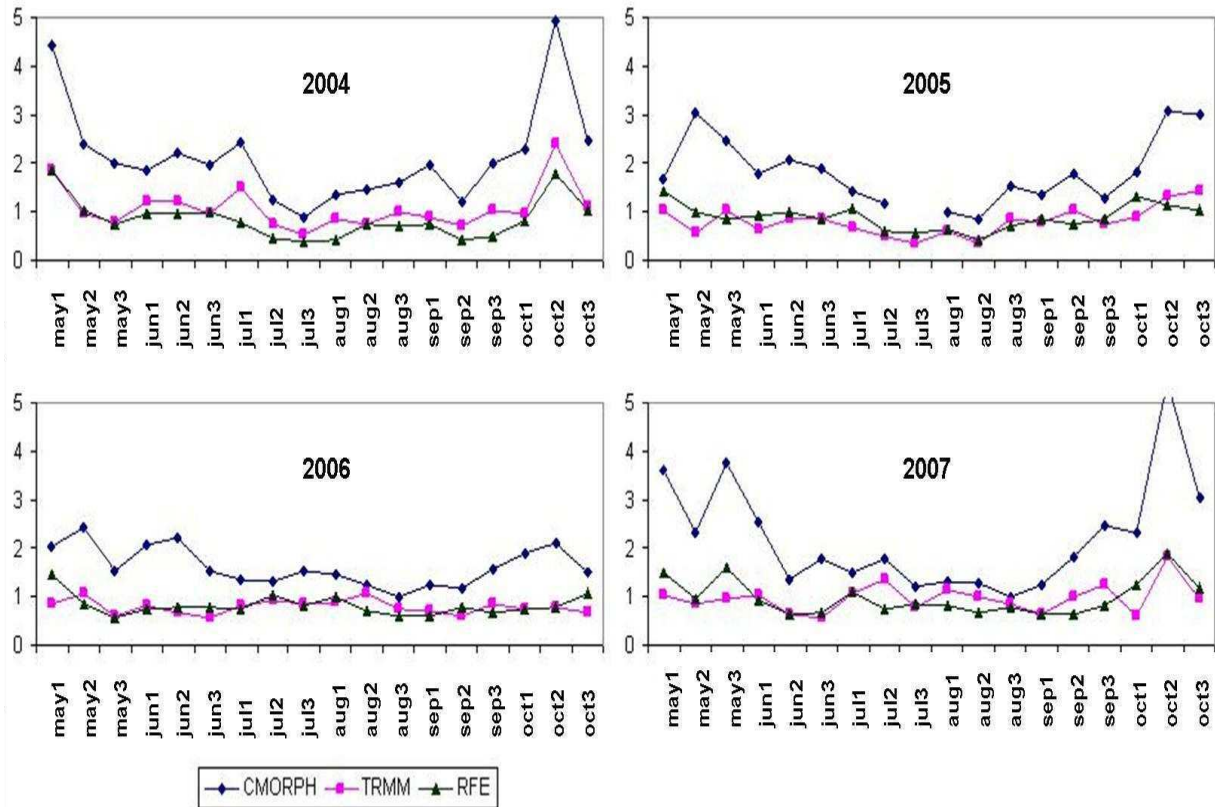


Figure 2-21 : Slope of the linear regression between satellite-based products and kriged data, during the rainy season (May to October) 2004 to 2007.

The three satellite based rainfall products studied here show similar field structure and daily frequency over the Sahelian Belt. Those characteristics are also in good agreement with the kriged rain gauge data over the Sahel. However, it can be noticed that the CMORPH product overestimates rainfall amount over the Sahelian Belt.

It can be reminded that the characteristics of the Sahelian precipitation (field structure, daily frequency and rainfall amount) investigated in this study were selected because of their strong impact on the quality of the modelling of the seasonal vegetation. In the following section, we will thus discuss the influence of the use of these different rainfall fields on the Sahelian vegetation modelling.

5. Vegetation modelling

Simulations of the seasonal variation of the Sahelian vegetation have been performed with the Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model (STEP) [Mougin *et al.*, 1995]. This model has been designed to simulate, at a daily time scale, the growth of the annual herbaceous canopy by describing explicitly the physical and biological processes associated to plant growth (photosynthesis, respiration, senescence and litter production) and water budget (evaporation, transpiration, water fluxes in the soil) in a Sahelian environment. The modeled vegetation consists of an herbaceous layer composed of annual species. From the simulated biomass, vegetation structural parameters such as LAI (Leaf Area Index), Vegetation Cover Fraction and vegetation height are estimated allowing comparisons with satellite or field measurements [Lo Seen *et al.*, 1995; Tracol *et al.*, 2006].

The required input datasets are mainly daily meteorological data (air temperature, global radiation, rainfall) and soil parameters (texture with depth, albedo). The meteorological parameters are operational data from the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF). Soil textures profiles are adapted from the $1^\circ \times 1^\circ$ dataset of the Food and Agriculture Organization (FAO, 1981; Zobler, 1986). Surface albedo are products from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer onboard the TERRA or ACQUA platforms.

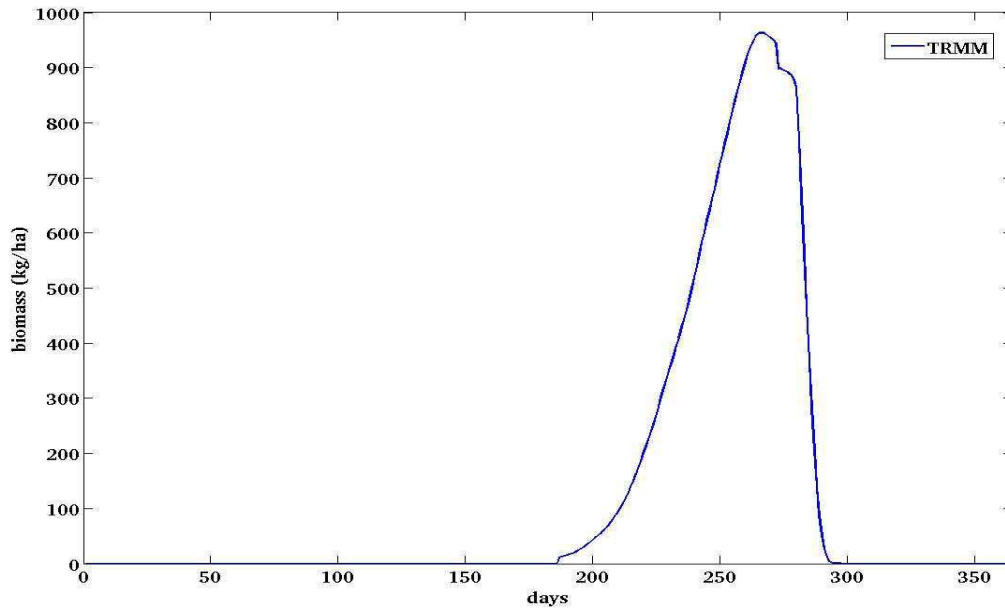


Figure 2-22 : A typical green biomass dynamics through the year 2004 as simulated by the STEP model with TRMM3B42 rainfall datasets.

A typical green biomass dynamics as simulated by the STEP model for the year 2004 with TRMM3B42 rainfall dataset as input rainfall fields is illustrated in **figure 22**. During the dry season no green vegetation is simulated, until the Day Of Year (DOY) 180 approximately (i.e. beginning of July). As described in the STEP model, annual vegetation starts to grow as soon as the humidity of the soil is greater than the wilting point during 5 consecutive days. Afterwards the plant growth lasts until DOY 250 approximately (i.e. beginning of September) until reaching the biomass maximum and the fructification stage. Finally the senescence takes place from the maximum of biomass to DOY 300 (i.e. end of October).

A simulation was performed over the smaller Sahelian region (10°N - 17.5°N , 17.5°W - 22.5°E) for year 2004 with the 3 studied satellite-based rainfall products. The sensitivity of the simulations to the use of different rainfall products have been evaluated by examining the main features of the vegetation dynamics: the date of beginning of the plant growth, the date of biomass maximum, and the maximum of biomass.

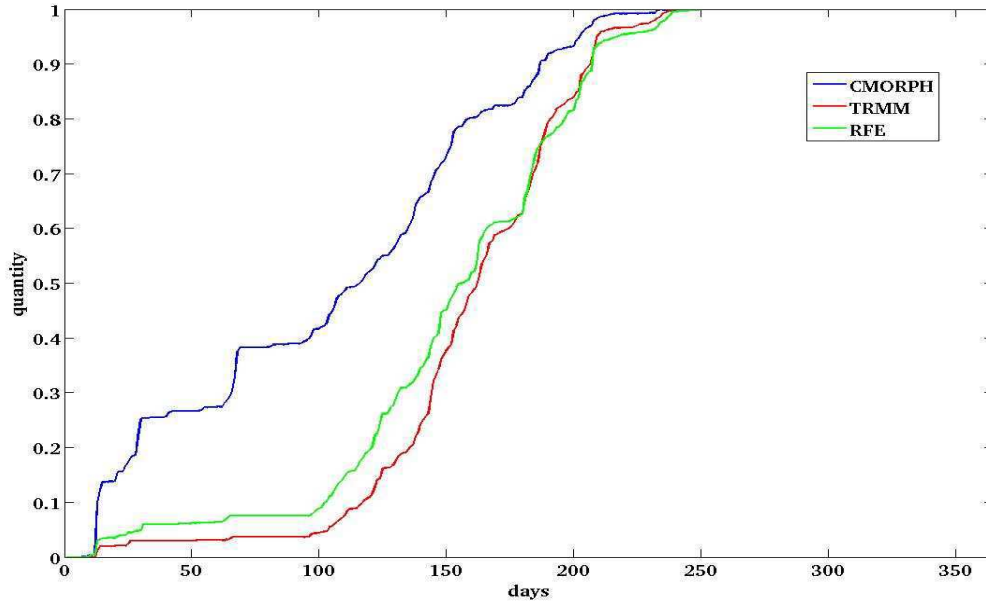


Figure 2-23 : Cumulated distribution of the date of beginning of the annual vegetation growth over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E for the 3 satellite-based rainfall products in 2004.

The cumulated distributions of the date of the beginning of the vegetation growth for the different products are displayed in **figure 23**. The distributions for the simulations run with the TRMM3B42 and RFE2.0 products show a very similar behaviour, with an inflection point around DOY 100, when the vegetation starts to grow over most of the area. After DOY 200 approximately, the vegetation growth has started in almost all grid boxes. The simulations made with the CMORPH product shows a much earlier onset of the vegetation cycle that concerns a relatively high fraction of the studied area. On DOY 50, vegetation has started to grow over 25% of the area. At DOY 100, already more than half of the area is covered by vegetation. This confirms that the CMORPH product overestimates rainfall, and the influence of this overestimation is especially important for the vegetation at the beginning of the year. The simulated vegetated area is also slightly larger (93% instead of 90% of the whole area) when using CMORPH precipitation than when the two other precipitation products are used to force the simulation.

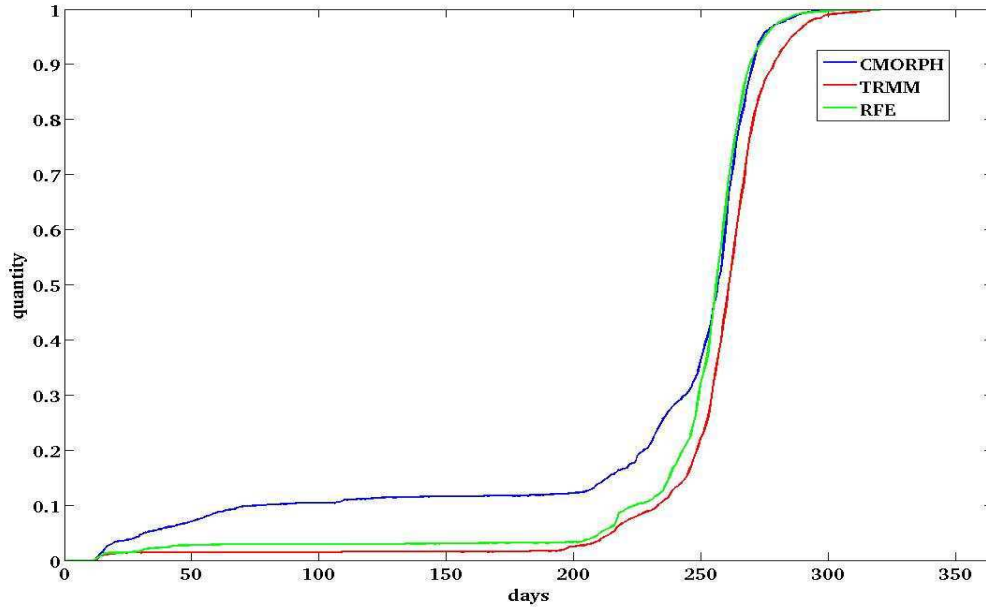


Figure 2-24 : Cumulated distribution of the date at which the maximum of vegetation is simulated over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E for the 3 satellite-based rainfall products in 2004.

The distribution of the date of vegetation maximum is less scattered between products (**figure 24**). The main inflection point occurs in the simulation around DOY 250, and at DOY 300 the whole vegetated area has reached its maximum whatever the satellite derived precipitation products used as a forcing. However, the vegetation maximum simulated with the CMORPH product has already been reached for more than 10% of the area between DOY 50 and DOY 200. TRMM3B42 and RFE2.0 products show very similar response in terms of vegetation simulation, as it was expected due to their very similar daily rainfall frequency and amounts.

Concerning the vegetation maximum, the largest values are simulated when the CMORPH precipitation product is used (**figure 25**). Simulations obtained when using TRMM3B42 and RFE2.0 show similar patterns and biomass quantities, except at the north of the area, where simulation with RFE2.0 takes slightly lower values than those obtained with TRMM3B42. Quantitatively, 56% of the area reaches a biomass maximum greater than 1000 kg/ha with CMORPH against 35% for TRMM3B42 and 30% for RFE2.0. Whatever the rainfall product, the vegetation maps look patchy, mainly due to the low resolution ($1^\circ \times 1^\circ$) of the FAO soil texture data set we used.

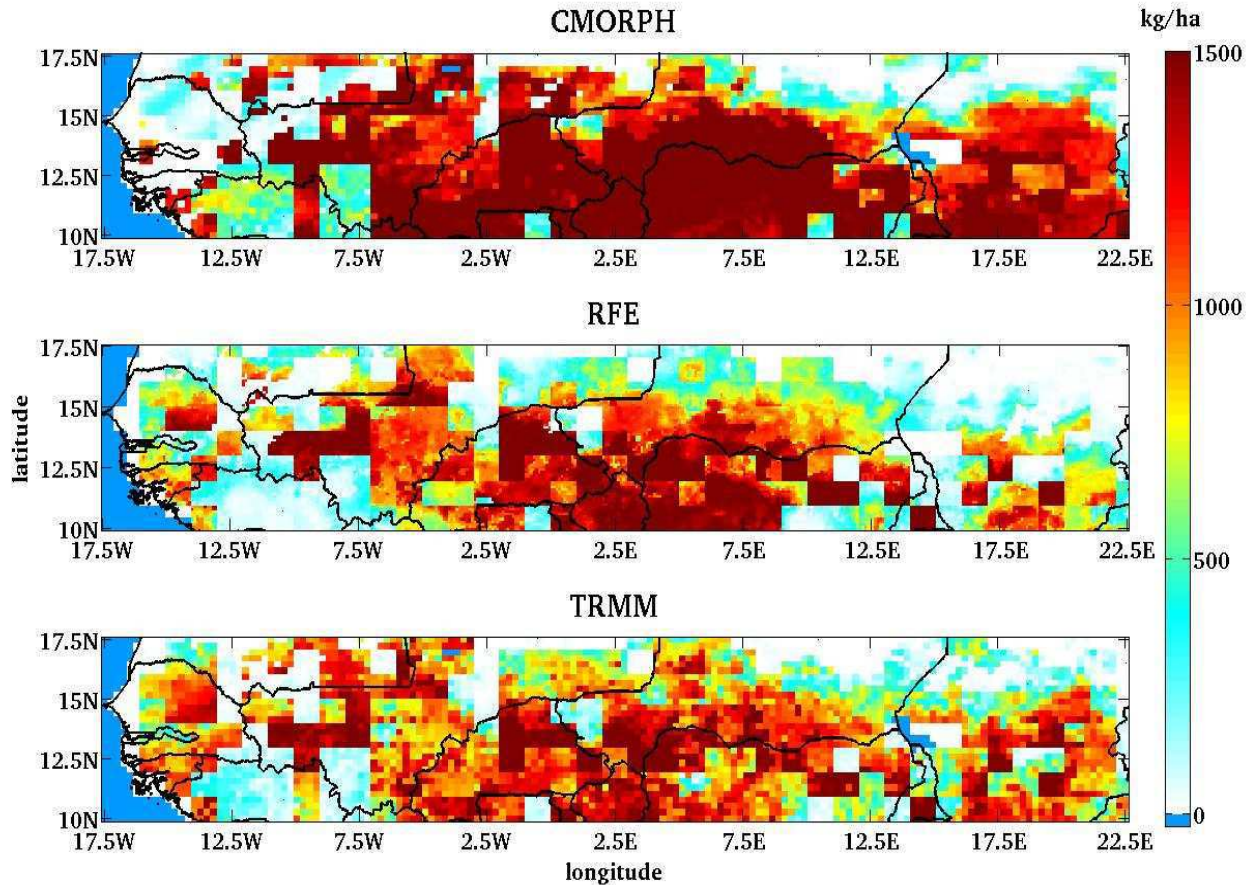


Figure 2-25 : Simulated maximum biomass in 2004 when using the 3 different satellite-based rainfall products as precipitation field.

Since the 3 satellite derived precipitation products have very similar daily precipitation frequencies (see section 4), the strong difference observed between the simulated vegetation fields is mainly due to the overestimation of rainfall amount by CMORPH, especially during the first months of the year. Early precipitation from CMORPH allows the simulation of vegetation growth, while for the other products the necessary conditions (humidity of the soil greater than the wilting point during 5 consecutive days) are not fulfilled. The TRMM3B42 and RFE2.0 products shows similar characteristics (structure, frequency and amount), and thus similar simulated vegetation fields, even if the frequency of high simulated biomass (greater than 1500 kg/ha) is slightly higher for RFE2.0 (9% of the area) than for TRMM3B42 (7%). Comparison with vegetation satellite products would be required to evaluate which of these two products gives the more realistic simulation.

6. Conclusion

Three satellite derived precipitation products have been intercompared and tested against interpolated rain gauges measurements to evaluate their capability to retrieve the precipitation characteristics during the rainy season in the Sahel. The criteria of comparison have been defined according to their relevance for the dynamics of vegetation: spatial coherence of the structure of the rainfall field, precipitation frequency, and precipitation amounts. The comparisons have been made over a 4-year period (2004-2007) over the area extending from 10°N-20°N and 20°W-35°E (10°N to

17.5°N, 17.5°W to 22.5°E for the comparisons with interpolated gauges measurements). The time scale used for the satellite products intercomparisons was from 1 to 10 days. Due to the resolution of the original data set, the comparisons have been performed at a spatial resolution of 0.25°x0.25° to 0.5°x0.5°. The consistency between the three satellite derived precipitation products has been investigated first, and then these satellite-based products have been compared to interpolated fields from rain gauge measurements.

The 3 selected satellite products (CMORPH, RFE2.0 and TRMM3B42) are in good agreement over the Sahelian Belt for the three criteria. In terms of structure, the satellite derived precipitation products are in good agreement together as well as with the kriged rain gauge data. Moreover this agreement is relatively stable through time, from an intraseasonal to an interannual scale. Regarding the frequency, the three satellite derived precipitation products show a very high agreement (around 80%) in terms of detection of rainy days. However, the results from the comparisons of the precipitation amounts between the satellite derived precipitation products and between satellite products and kriged rain gauge data show clearly that the CMORPH product over estimates rainfall amounts, while both TRMM3B42 and RFE2.0 show a good agreement with kriged rain gauge data.

For using of satellite products for vegetation modelling, one must pay a special attention to the three characteristics studied here, especially to the frequency of the rainfall, to which Sahelian vegetation is very sensitive. The RFE2.0 and TRMM3B42 products, showing a good agreement in terms of daily frequency and rainfall amounts, give very similar Sahelian vegetation fields, beside slight differences in biomass maximum. The CMORPH product overestimates rainfall amount and thus yields to an overestimated vegetation field.

The present methodology should be applied to other available rainfall products and to longer periods, to further evidence the bias between the different products and their impact on vegetation simulations.

Acknowledgments:

We would like to thank the AGRHYMET Centre for having provided us the 10-days kriged precipitation fields. We would like to thank as well the authors of the 3 satellite-based precipitation products compared in this article for making their products available on their website.

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA international website: <http://www.amma-international.org>.

2.3. Conclusion

2.3.1 Cas des pluies faibles ($w < 1\text{mm/j}$)

Alors que l'intercomparaison a été très largement basée sur des grandeurs cumulées sur la saison des pluies (cumul de précipitations, fréquence semestrielle), une analyse plus poussée des résultats nous amène à nous interroger sur le cas des précipitations les plus faibles. En effet, on note que pour les trois produits satellitaires, les champs de précipitations sont très étendus vers le nord de la zone, c'est-à-dire en direction des zones arides, notamment de 18°N à 20°N et de 15°W à 10°E . Ces produits y indiquent des précipitations annuelles assez similaires, de l'ordre de 100 à 300 mm. Notons que, contrairement au sud de notre zone d'étude où le produit CMORPH indique des valeurs très supérieures aux estimations de TRMM3B42 et de RFE2.0, ce n'est pas le cas à l'extrême nord de cette zone (voir **figures 2-1, 2-2 et 2-3**).

Les données krigées ne recouvrent pas cette bande latitudinale, puisqu'elles ne sont disponibles que pour la zone 10°N à 17.5°N . Elles ne peuvent donc cette fois servir de référence pour qualifier les estimations satellitaires dans cette zone précise. Toutefois, au vu des cumuls et des fréquences d'occurrence, on constate que ces valeurs sont liées à l'occurrence de faibles pluies (typiquement inférieures à 1 mm par jour). Il pourrait s'agir là d'un biais imputable aux estimations satellitaires. En effet, les algorithmes de calcul de ces produits, comme notamment celui de CMORPH, utilise des techniques de lissage d'images pouvant conduire sur les « bords » à des valeurs très faibles qui ne correspondent pas directement à des précipitations réelles.

Afin de nous en assurer, ou tout au moins d'estimer l'importance de la contribution de ces très faibles pluies, nous avons étudié la proportion que représentaient les pluviosités journalières strictement comprises entre 0 et 1 mm. Sur toute notre zone d'étude (en considérant uniquement la partie continentale), et pour les années 2004 à 2007, ces pluies très faibles représentent environ 8% de l'occurrence des pluies journalières pour le produit CMORPH, 2% pour TRMM et 4% pour RFE. Pour l'année 2004 (**figure 2-26**), on distingue des comportements nettement distincts entre les produits, et notamment CMORPH.

En effet, ce produit présente non seulement le plus grand nombre de jours de pluies très faibles sur l'essentiel de la zone d'étude, mais en plus ces valeurs sont fortement hétérogènes. Les maximums, qui peuvent dépasser 100 jours dans l'année, sont atteints sur toute la côte Atlantique, dans la région du delta intérieur du Niger (16°N , 5°W) et au pourtour du lac Tchad (13°N , 15°E). Pour le produit RFE, en revanche, ces pluies très faibles sont réparties de façon égale sur l'ensemble de la région sahélienne, avec toutefois un léger gradient sud-ouest/nord-est. Enfin, pour le produit TRMM, les nombres de jours de pluie inférieure à 1 mm sont plus faibles que pour le produit RFE sur une grande partie de la zone, mais atteignent des valeurs fortes (de 80 à 100 jours par an) très localement. L'ensemble de ces observations est également vérifié pour les années 2005 à 2007.

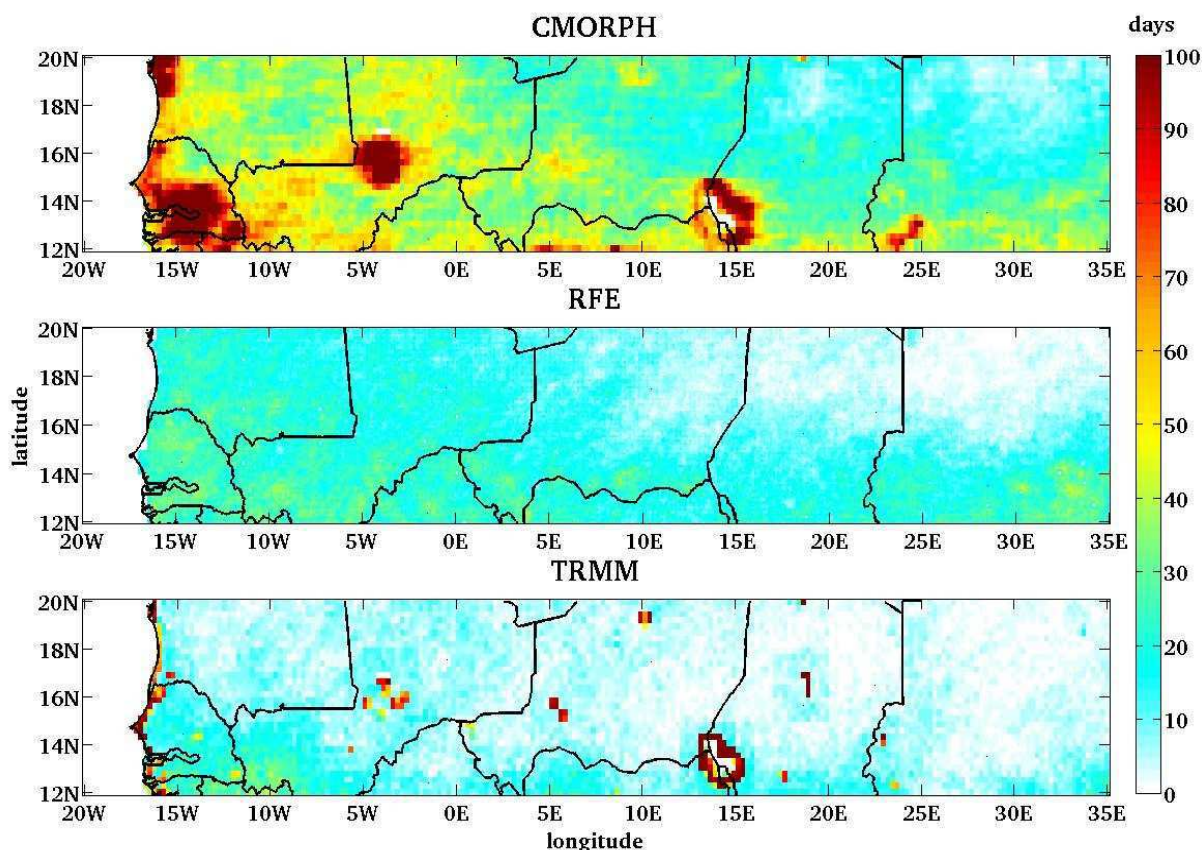


Figure 2-26 : nombre de jours de pluie strictement comprise entre 0 et 1 mm en 2004, pour les produits satellitaires CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas).

Si l'on examine la répartition de l'occurrence de ces précipitations dans l'année, on note que la proportion de la zone concernée par ces très faibles pluies journalières augmente sensiblement lors de la saison des pluies pour les produits CMORPH et RFE (en 2004), et également légèrement pour le produit TRMM (**figure 2-27**). Cependant, elles sont aussi significativement présentes lors de la saison sèche, ce qui est plus surprenant. Ces observations sont vérifiées également pour les années 2005 à 2007.

Ces très faibles pluies sont intégrées à une pluviosité plus forte dans toute la partie sud de la zone sahélienne (voir **2.2**). Mais au nord la pluviosité étant très faible, elles y constituent un apport important en eau d'après les produits satellitaires utilisés ici.

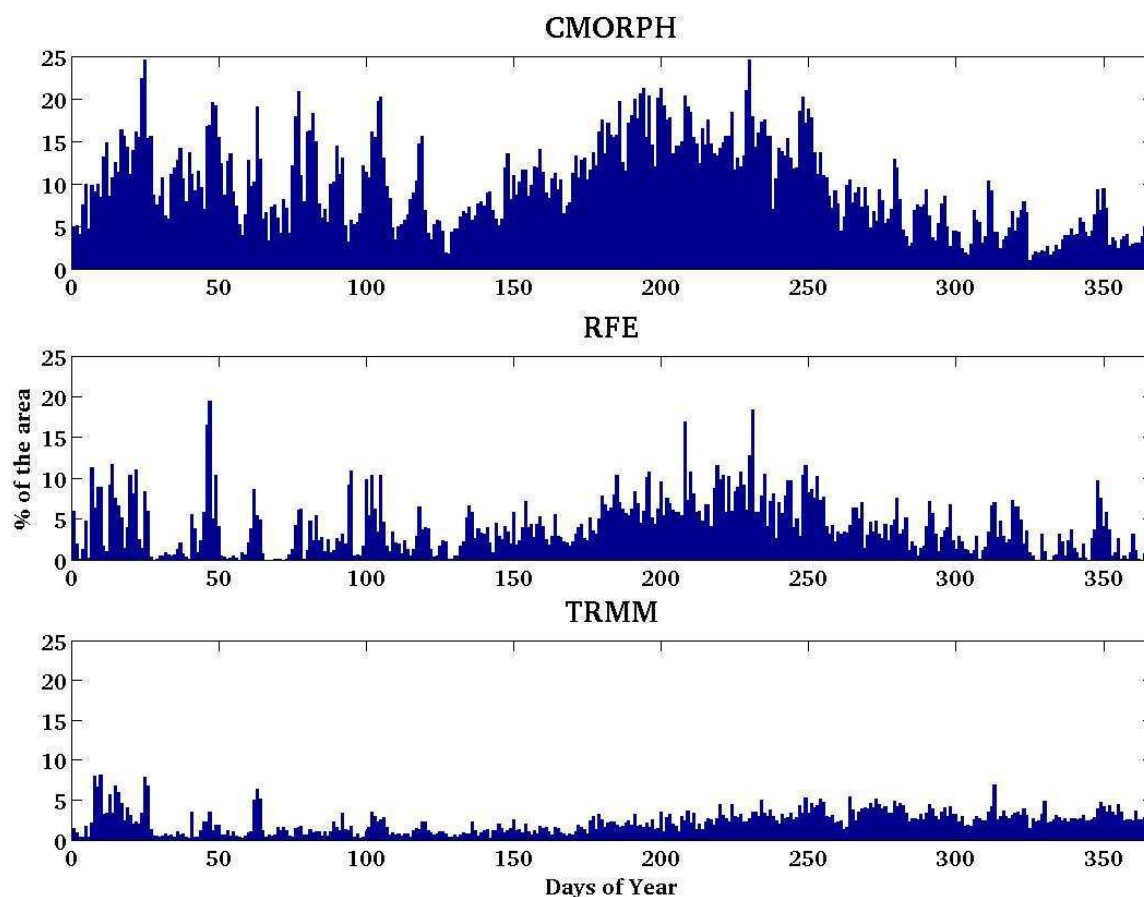


Figure 2-27 : Proportion de la zone sahélienne pour laquelle les produits satellitaires CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas) indiquent une pluie journalière strictement comprise entre 0 et 1 mm, pour tous les jours de l'année 2004.

Afin de déterminer si ces valeurs étaient dues, au moins en partie, à des pluies réelles, nous avons comparé ces ordres de grandeur à ceux obtenus d'après les mesures de stations synoptiques. A de telles latitudes, celles-ci sont peu nombreuses et surtout leurs mesures sont souvent trop sporadiques pour être exploitables. Cependant, les relevés des stations de Tombouctou au Mali (16.72°N, 3°W) et Atar en Mauritanie (20.31°N, 13.3°W) indiquent, pour la période de 2004 à 2007, 150 mm/an et 21 jours de pluie annuels en moyenne (92% des jours renseignés) pour la première, et 58.5 mm/an pour 5.5 jours de pluie annuels en moyenne (50% des jours renseignés) pour la seconde.

Autrement dit, ces valeurs sont sensiblement inférieures à celles obtenues par les produits satellitaires sélectionnés ici. Par exemple, le nombre de jours pluvieux pour la saison des pluies dans la région de Tombouctou est de l'ordre de 50 pour les produits CMORPH et RFE (**figure 2-12**), et le nombre de jours de pluie très faible y est maximal pour le produit CMORPH. Notons ici que Tombouctou se trouve dans la région du delta intérieur du Niger, et la forte humidité atmosphérique peut y provoquer des « erreurs » de détection de présence de pluie.

Même s'il est difficile de conclure en raison du petit nombre de mesures de stations pluviométriques disponibles, nos analyses suggèrent que, dans le cas du produit CMORPH, une part importante des pluies inférieures à 1 mm/jour est due à des biais de l'algorithme d'estimation ou à des erreurs de détection des précipitations. Une telle hypothèse est plus difficile à formuler dans le cas des

produits RFE2.0 et TRMM3B42. Néanmoins, les nombreux jours de très faibles pluies d'après le produit TRMM3B42 ayant lieu dans des régions très localisées et de forte humidité atmosphérique (côte Atlantique, lac Tchad, delta intérieur du Niger), il est probable qu'il s'agisse là encore d'un biais imputable à la méthode de détection de précipitations ou à l'algorithme de calcul.

Lors des étapes suivantes, nous tâcherons d'élaborer une stratégie pour écarter autant que possible, dans les simulations de végétation et dans le calcul de l'humidité de la couche superficielle du sol, les valeurs résultant de ces biais.

2.3.2. Bilan de l'intercomparaison

Pour résumer, l'intercomparaison des produits satellites retenus (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42) a été basée sur trois critères de comparaison, définis pour leur pertinence en termes de modélisation de la végétation : la structure du champ de précipitations, sa fréquence journalière, et les quantités de précipitation. Afin d'estimer leur cohérence, les produits satellitaires ont été comparés deux à deux avant d'être comparés également à des champs krigés fournis par AGHRYMET et basés sur des observations directes. Ces comparaisons ont été menées sur la période des saisons des pluies (mai à octobre inclus) 2004 à 2007, à des échelles temporelles de 1 à 10 jours et spatiales de 0.25° à 0.5°, en fonction des résolutions d'origine des différents produits.

Les trois produits satellitaires montrent globalement une bonne cohérence entre eux ainsi qu'avec les données krigées, et ce de l'échelle intrasaisonnière à l'échelle interannuelle. Les distributions spatiales des précipitations présentent un bon accord pour ces trois produits aussi bien lorsqu'ils sont comparés entre eux qu'avec les valeurs krigées. L'accord entre les produits satellitaires en termes de fréquence journalière des précipitations est particulièrement bon (de l'ordre de 80%).

Le produit TRMM3B42 est celui pour lequel le nombre de jours de pluie est le plus faible et RFE2.0 celui pour lequel ce nombre est le plus élevé. Le produit CMORPH surestime nettement les quantités de précipitation, alors que TRMM3B42 et RFE2.0 sont, selon ce critère, en bon accord avec les champs de valeurs krigées.

La contribution des pluies très faibles (<1 mm/jour) peut être importante, particulièrement au nord de la zone d'étude, où elles constituent le seul apport en eau. Ceci est notamment le cas pour le produit CMORPH, et se vérifie de façon plus localisée pour RFE2.0 et TRMM3B42.

Ces différences de comportement des estimations de précipitations ont un impact sur la végétation simulée. Toutefois, à l'issue de ce travail d'intercomparaison, les trois produits de pluie sélectionnés présentent une assez bonne fiabilité (étant donné leur accord avec les données krigées et leur cohérence entre eux) et aucun ne se démarque suffisamment des autres pour être écarté ou pour être retenu comme étant « le plus pertinent ». Aussi, les trois produits seront conservés pour réaliser des simulations de végétation à l'échelle régionale et ainsi évaluer la sensibilité des simulations à l'utilisation de ces différents produits.

3. SIMULATIONS DYNAMIQUES DE LA VÉGÉTATION SAHÉLIENNE

3.1. Problématique

Afin de simuler de façon aussi fiable que possible l'érosion éolienne en zone sahélienne, il est nécessaire de caractériser de façon dynamique les états de la surface. En particulier, la rugosité aérodynamique de la surface est un facteur clé, avec la vitesse du vent et la granulométrie du sol, pour estimer la quantité de particules mises en mouvement.

En zone sahélienne, cette rugosité dépend principalement du couvert végétal. Celui-ci protège le sol de l'érosion et modifie la rugosité de la surface induisant deux effets antagonistes : une augmentation de la force de cisaillement de surface et une augmentation de la vitesse seuil d'érosion. Dans la zone sahélienne, la strate herbacée, composée principalement d'espèces annuelles qui effectuent tout leur cycle durant la saison des pluies, et les espèces pérennes, localisées dans la zone de transition sahélo-saharienne, induisent une forte dynamique saisonnière et interannuelle du couvert végétal et donc de la rugosité de surface.

Comme exposé précédemment, nous avons choisi d'utiliser des outils de modélisation pour simuler l'évolution de la végétation au cours de la saison des pluies. Cette stratégie doit permettre, à terme, d'élaborer des projections d'évolution selon divers scénarios climatiques. Le modèle avec lequel nous travaillerons devra fournir à une échelle temporelle adaptée et sur l'ensemble du Sahel les caractéristiques de la végétation permettant d'estimer la rugosité de la surface, c'est à dire la hauteur de la végétation et son taux de recouvrement. Par ailleurs, nous devrons sélectionner des observations appropriées afin de les comparer aux simulations de végétation pour estimer leur fiabilité.

Dans ce qui suit, nous présenterons les mesures de végétation sahélienne retenues pour mener à bien les comparaisons évoquées ci-dessus. Nous établirons ensuite un état de l'art des modèles de végétation existants et présenterons plus en détail le modèle retenu. Enfin nous exposerons les principales caractéristiques des simulations de végétation sahélienne avant de les comparer, selon des critères préalablement définis, aux observations.

3.2. Mesures et indices de végétation

3.2.1. Cycle végétatif

Les principales phases d'un cycle végétatif, communes à toutes les espèces végétales, peuvent être brièvement résumées comme suit. La germination a lieu, après une période de dormance des graines, en réponse à l'arrivée des précipitations. La plante entame alors une période de croissance, grâce aux produits élaborés durant la photosynthèse, qui peut ou non être freinée, voire même

interrompue, par les conditions climatiques ambiantes (températures extrêmes, sécheresse, manque d'ensoleillement,...) ou par des perturbations extérieures (feux). Si ces divers facteurs sont fortement défavorables à la croissance, et ce pendant une durée prolongée, la plante dépérit rapidement et le cycle végétatif est interrompu.

Une partie de l'eau disponible dans le sol est absorbée par la plante et transpirée par les tissus végétaux (à travers les stomates) et une autre évaporée par le sol lui-même. La plante dépense également une partie de son énergie dans la respiration, pour assurer sa propre maintenance ou sa croissance. Si la phase de croissance est poursuivie jusqu'au bout, se produit alors la fructification qui s'accompagne d'une dissémination des fruits et des graines, et donc d'une réduction de la masse du végétal. Ensuite commence la phase de sénescence, c'est à dire le dessèchement des parties vertes et la dégradation en litière des tissus végétaux. Des pailles peuvent couvrir en partie le sol, et des chaumes rester sur pied, sèches. La litière elle-même est amenée à se décomposer sous l'effet de facteurs climatiques (vent, pluie) ou par l'action des animaux (ingestion, passage du bétail). Les graines disséminées seront ainsi le point de départ du cycle suivant (Le Houérou, 1989).

En termes d'érosion éolienne, la période du début de croissance de la végétation est donc cruciale, car le couvert végétal peut alors être encore assez faible pour permettre l'érosion éolienne. Au-delà d'un certain stade de développement de la végétation, l'érosion éolienne est par contre totalement inhibée. Enfin, lors de la sénescence, les débris végétaux tels que chaumes et pailles peuvent jouer un rôle dans le piégeage des particules minérales.

3.2.2. Méthodes et indices existants

Pour documenter cette dynamique saisonnière de la végétation, il existe principalement deux types de mesures : directes (au sol) et indirectes (généralement effectuées à distance). Les premières consistent principalement en des prélèvements de biomasse par des méthodes destructives (Hiernaux et al., 2009). Les méthodes indirectes utilisent de plus en plus fréquemment les photographies hémisphériques (e.g. Weiss et al., 2004). Ces dernières sont effectuées sur le terrain en visant vers le haut (pour les forêts par exemple) ou vers le bas (cas des couverts peu développés). Les méthodes indirectes peuvent également être mises en oeuvre au moyen d'instruments embarqués à bord d'avions ou de satellites qui effectuent des mesures de rayonnement dans plusieurs gammes de longueur d'onde (voir par exemple Rouse et al., 1974 ; Asrar et al., 1984).

Afin de rendre ce type de mesures aisément exploitable, des indices de végétation standards ont été définis, dont les deux principaux sont le Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Rouse et al., 1973 ; Tucker et al., 1973) et le Leaf Area Index (LAI) (Watson, 1947). Le premier indice (NDVI) est un indicateur empirique construit à partir des mesures de réflectances dans deux bandes spectrales, alors que le deuxième (LAI) quantifie une grandeur physique, la densité de surface foliaire, mesurable également sur le terrain.

3.2.3. L'indice de végétation NDVI

L'indice NDVI est une grandeur sans unité, définie par :

$$\text{NDVI} = (\text{PIR} - \text{R}) / (\text{PIR} + \text{R}) \quad (1)$$

où PIR : mesure du canal proche infrarouge
et R : mesure du canal rouge.

Le NDVI est très fortement corrélé à l'activité chlorophyllienne des feuilles. En effet les pigments chlorophylliens (verts) absorbent fortement dans le rouge alors que les feuilles (gorgées d'eau) réfléchissent fortement dans le proche infrarouge. On peut donc utiliser le NDVI pour la détection de la végétation active.

D'après Tucker et al. (1985), en un point donné, la biomasse maximale est corrélée à la somme des NDVI intégrés dans le temps depuis la date de début de croissance jusqu'à la date d'atteinte de la biomasse maximale. Cette relation pourrait donc permettre de comparer les NDVI à des simulations de végétation. Toutefois cette approche n'est pertinente que dans le cas d'études locales voire régionales. En effet, elle suppose que le rayonnement solaire et sa conversion en matière sèche sont constants dans le temps et l'espace, ce qui n'est plus le cas à grande échelle (Fensholt et al., 2004). Malgré cette limitation, l'indice NDVI demeure un bon élément de comparaison en termes de dynamique entre végétation simulée et observée (Auvray, 2002).

3.2.4. L'indice de végétation LAI

Cet indice désigne la surface unilatérale de feuilles par unité de surface au sol (en m^2/m^2). On peut donc le mesurer in situ ou bien, à plus grande échelle, l'estimer à partir de mesures satellitaires (Bréda, 2003).

Dans le cadre de notre étude, il est primordial de disposer d'observations assez finement résolues pour évaluer correctement l'accord entre la végétation simulée et ces observations. Ces dernières doivent de plus être disponibles à l'échelle régionale. Ceci nous oriente naturellement vers les indices dérivés d'observations satellitaires.

Il existe plusieurs bases de données de LAI obtenus à partir d'observations satellitaires. Ils sont le résultat d'algorithmes d'inversion principalement basés sur des mesures de réflectances. Parmi les produits aisément accessibles, on peut notamment citer ceux issus des mesures des capteurs VEGETATION à bord des satellites SPOT (produits CYCLOPES, VGT4Africa...), et les produits POLDER-1 et 2, obtenus à partir des observations des capteurs du même nom, à bord des satellites ADEOS. Ces deux séries de produits sont basées sur des algorithmes utilisant des réseaux de neurones (e.g. Baret et al., 2007). Leur résolution est généralement inférieure à 0.25° .

Une autre série de données est fournie par la NASA, issue des mesures des instruments MODIS embarqués sur les plateformes Terra (depuis 1999) et Aqua (depuis 2002). Ces produits ont une résolution spatiale nominale de l'ordre du km et temporelle de 8 jours. Il s'agit donc d'un produit

assez finement résolu, relativement bien adapté au suivi du cycle végétatif d'une végétation saisonnière.

L'algorithme d'estimation des LAI MODIS consiste à trouver la solution d'un problème inverse à partir de fonctions de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF) des enregistrements satellitaires (Myneni et al., 2002). En chaque maille, la réflectance de la surface est simulée pour un ensemble de combinaisons de LAI probables correspondant à un ou différents biomes (un biome est un ensemble d'écosystèmes caractéristiques d'une aire biogéographique) prédéfinis. Ces biomes sont au nombre de 6 : herbes et cultures de céréales, arbustes, autres types de cultures, savane, forêt d'épineux, autres types de forêt. La réflectance calculée est ensuite comparée à la réflectance mesurée. La valeur de LAI finalement retenue sera la valeur ou la combinaison linéaire de valeurs minimisant l'écart entre réflectances mesurées et simulées. L'incertitude sur la réflectance de la surface est estimée pour chaque bande spectrale, avant d'être prise en compte dans l'algorithme (Fensholt et al., 2004). Ce dernier inclut également une correction de l'effet atmosphérique (notamment du couvert nuageux et des aérosols).

Pour des zones fortement végétalisées ($\text{LAI} > 5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$), les LAI estimés par satellite peuvent présenter un phénomène de saturation. Cependant, en zones semi-arides, la végétation, même à son maximum, demeure trop peu dense pour atteindre ce seuil (Myneni et al., 2002). Dans ces régions, le manque de précision concerne plutôt les faibles valeurs de LAI. L'incertitude pour un LAI inférieur à $2 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ est considérée comme constante et estimée entre 0.1 et $0.15 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ (Fensholt et al., 2004). La principale limitation de ces LAI satellitaires est une surestimation de la végétation en saison sèche. En effet, alors que des mesures de terrain effectuées au Sahel par Fensholt et al. indiquent un LAI nul, le produit MODIS indique une valeur de $0.3 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ environ. Ce biais est dû, d'après ces auteurs, à l'incertitude sur la réflectance propre des sols. Cependant, au coeur de la saison des pluies, ces LAI MODIS sont en très bon accord avec les mesures réalisées sur site, avec un coefficient de corrélation de l'ordre de 0.9, une ordonnée à l'origine de l'ordre de 0.3 et une pente variant entre 0.72 et 1.54 selon les sites (Fensholt et al., 2004 ; Mougin et al., 2009).

Ce produit, que nous désignerons par la suite sous le terme « LAI MODIS », satisfait à la fois des critères de résolution temporelle et spatiale et de fiabilité. Il peut donc nous servir de référence observationnelle pour les simulations de végétation au Sahel. Toutefois, une attention particulière a été portée à la surestimation des LAI MODIS en saison sèche. En effet, dans le but de caractériser au mieux le couvert végétal en période de croissance, il importe de bien déceler le démarrage de la végétation, et donc d'écarter, dans la mesure du possible, la surestimation des LAI due à l'incertitude sur la réflectance propre de la surface.

La correction que nous avons apportée afin de corriger au mieux cette surestimation est de soustraire à chaque champ de valeur temporel le champ de valeur moyen sur la saison sèche (janvier à mars). Cette soustraction permet d'annuler les effets des variations de propriétés du sol et du couvert végétal pérenne (**Figure 3-1**).

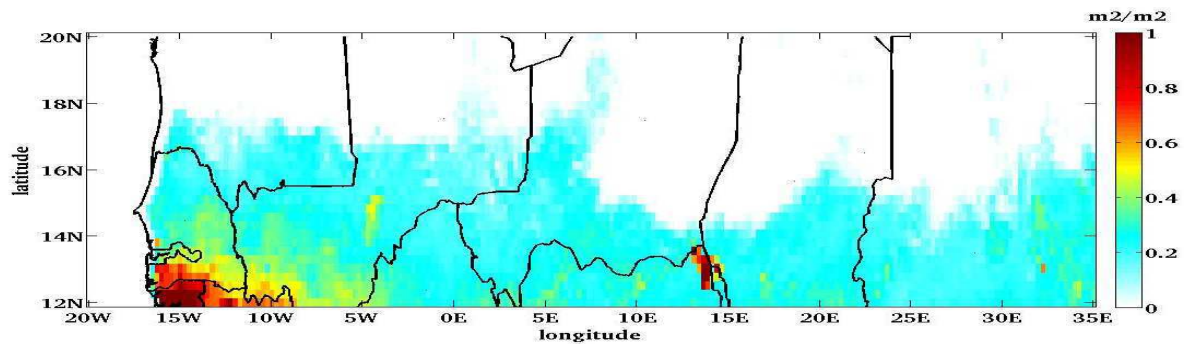


Figure 3-1 : Valeurs moyennes des LAI MODIS au Sahel pour la saison sèche 2004 (janvier à mars).

Sur la zone d'étude, le LAI MODIS pendant la saison sèche est nul sur 40% de la zone, et est inférieur ou égal à 0.3 sur 91% de la zone (et pour 86% des valeurs strictement positives). La médiane des valeurs strictement positive est de 0.2. La **figure 3-2** montre la distribution de ces valeurs moyennes de LAI MODIS en saison sèche sur notre zone d'étude, avec des classes d'amplitude 0.05. Les valeurs de l'ordre de 0.2 sont prédominantes, et les contributions des classes de valeurs supérieures ou égales à 0.4 sont très faibles (environ 8% des valeurs sont supérieures à 0.4).

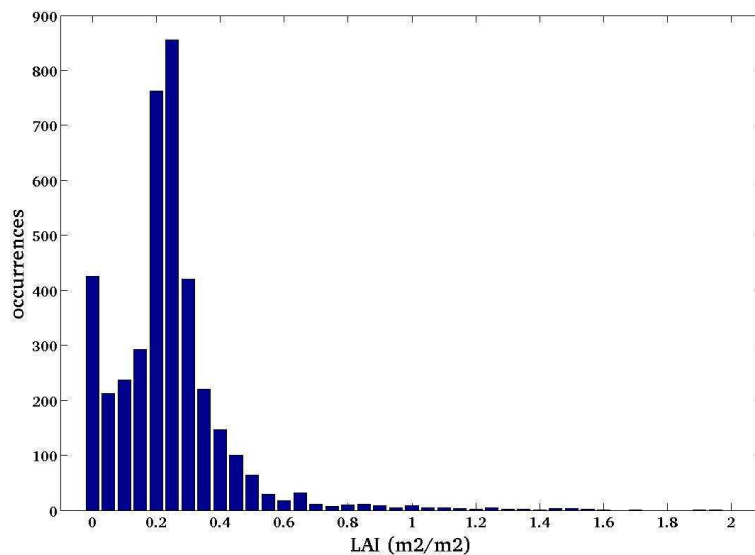


Figure 3-2 : Distribution des valeurs moyennes (classes : 0.05) des LAI MODIS au Sahel pour la saison sèche 2004 (janvier à mars).

Au vu de cette distribution et des études bibliographiques mentionnées ci-dessus, la valeur de 0.3 a été choisie comme le seuil permettant de considérer qu'au delà de cette valeur, les LAI MODIS traduisent réellement l'apparition d'un couvert végétal significatif. Elle correspond également à l'ordre de grandeur des ordonnées à l'origine obtenues par Fensholt et al. (2004) après comparaison des LAI MODIS avec des mesures in situ en 5 sites sahéliens. D'après nos observations, elle représente la borne supérieure de variation des LAI en saison sèche sur notre zone d'étude (à l'exception de l'extrême sud-ouest).

3.3. Modèles de végétation

Il existe deux grands types de modèles de végétation : d'une part, des modèles globaux conçus pour effectuer des calculs sur le globe terrestre dont les résolutions, spatiale et temporelle, sont relativement grossières ; d'autre part, des modèles d'usage régional car plus spécifiques à un type d'écosystème (forêt, savane...).

3.3.1. Modèles globaux (DVGM : Dynamic Global Vegetation Models)

Les modèles globaux de végétation ont généralement pour but d'étudier l'évolution et l'impact des changements climatiques sur les écosystèmes, ainsi que les flux de carbone associés. Ces modèles globaux sont donc conçus pour être couplés à des modèles climatiques de circulation générale (Climatic Global Circulation Model), et leurs résolutions temporelle et spatiale sont généralement de l'ordre du mois et du demi degré. Nous présentons ici trois de ces modèles, comme illustratifs des modèles globaux disponibles aujourd'hui.

3.3.1.1. BIOME3 (Haxeltine et Prentice, 1996a)

Le modèle de biosphère terrestre BIOME3 vise à permettre l'analyse des impacts de changements climatiques et d'augmentation des teneurs en CO₂ sur la structure des écosystèmes. BIOME3 combine des approches de modélisation biogéographique et biogéochimique. Il a en effet été élaboré à partir de BIOME1 (Prentice et al., 1992), un modèle global développé pour simuler la répartition de la végétation à grande échelle, et de BIOME2 (Haxeltine et al., 1996), prototype de couplage d'un module de simulation du cycle du carbone et d'un module reproduisant les flux d'eau.

Le modèle nécessite en données d'entrée la texture du sol et des données météorologiques mensuelles (température, précipitations, rayonnement solaire) à une résolution spatiale de 0.5°. Les types de plantes (PFT: Plant Functional Types) y sont au nombre de 9, dont 7 espèces arborées et 2 herbacées, dont la présence est déterminée par des contraintes écophysologiques.

Plusieurs PFT peuvent être présents dans une même maille, et leurs présences respectives forment le biome de la maille concernée (18 biomes différents sont prédéfinis). La compétition entre PFT est prise en compte dans le modèle. Les modules de cycle du carbone et de flux d'eau incluent les processus de photosynthèse, évapotranspiration, bilan d'eau dans le sol et respiration.

Les principales grandeurs obtenues en sortie de ce modèle sont la production primaire nette de matière végétale (NPP : Net Primary Production), qui est ensuite répartie dans différentes parties de la plante, la surface unilatérale de feuille par unité de surface au sol (LAI, cf. 3.2.3), et la présence des différents PFT en chaque maille. La végétation simulée permet ensuite d'estimer l'évapotranspiration régionale, et par la suite les flux d'eau et de carbone à travers la matière organique.

Les auteurs ont effectué des simulations à une résolution spatiale de 0.5°. Les comparaisons entre ces simulations et des données climatologiques de distribution de la végétation font apparaître que le modèle reproduit bien les grandes tendances du cycle végétatif global.

3.3.1.2. LPJ (Sitch et al., 2003)

Le LPJ (Lund-Postdam-Jena model) est un modèle dynamique global de végétation qui combine des représentations à grande échelle de la dynamique de la végétation et des échanges surface-atmosphère de carbone et d'eau. Le principal objectif de cet outil est d'étudier le cycle global du carbone, et d'être associé à un modèle climatique de circulation globale. Les auteurs de ce modèle se sont basés sur la famille de modèles BIOME déjà existants.

La végétation simulée est composée de 10 types de plantes, dont 8 arborées et 2 herbacées. Plusieurs PFT peuvent être présents sur une même maille ; chacun d'eux est soumis à des limitations bioclimatiques (températures extrêmes notamment). Les données d'entrée consistent en des variables climatiques mensuelles, la latitude, la texture du sol et la concentration atmosphérique en CO₂. Le sol est représenté par 2 strates de 0.5 m (strate superficielle) et 1m (strate en profondeur) d'épaisseur. Après calcul de la photosynthèse et du bilan d'eau dans le sol et la plante, la matière produite est répartie entre différents compartiments du végétal. Cette répartition diffère selon qu'il s'agit d'espèces arborées ou herbacées.

Les caractéristiques en termes de photosynthèse, évapotranspiration et transfert d'eau dans le sol sont calculées à un pas de temps journalier, alors que la structure de la végétation et la répartition des PFT sont renseignées annuellement. La mortalité des végétaux peut être déclenchée par différents facteurs (compétition pour la lumière, bilan annuel en carbone négatif, stress dû à la chaleur...). Les feux sont la seule perturbation du cycle végétal explicitement représentée dans le modèle. La décomposition de la litière et de la matière organique dans le sol est conditionnée par les températures saisonnières et l'humidité du sol.

Les principales innovations de ce modèle par rapport à la famille de modèles BIOME sont la représentation explicite de la structure de la végétation (par des paramétrisations de la physiologie d'un individu moyen par PFT), de sa dynamique, ainsi que de la compétition entre PFT et de la biogéochimie du sol.

Les auteurs ont effectué des simulations sur certaines sites ainsi que des simulations globales à une échelle spatiale de 0.5°x0.5°. Les données d'entrée proviennent de catalogues mensuels pour les températures, précipitations et couverture nuageuse, interpolées à un pas de temps journalier. Les comparaisons de la végétation simulée avec des observations de sites ou satellitaires (Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR) montrent que le modèle reproduit les grandes tendances des observations. Dans les régions semi-arides, le modèle représente bien la prépondérance du couvert herbacé sur le couvert boisé (notamment en raison des feux). Cependant, la composante boisée de la végétation sahélienne est surestimée.

Le modèle LPJ est donc performant pour décrire la variabilité des biomes à l'échelle globale et leurs variations à l'échelle climatique, mais de par sa conception, il n'est pas adapté et donc assez peu précis pour des zones à faible végétation, qui contribuent peu au bilan de carbone.

3.3.1.3. ORCHIDEE (Krinner et al., 2005)

Ce modèle global de végétation a pour finalité d'étudier les transferts d'énergie (chaleur, humidité) et le cycle du carbone à une échelle globale. Plus précisément, l'intégration de ce modèle de végétation à un modèle océan-atmosphère a pour but de quantifier l'impact de la dynamique de la biosphère sur l'évolution du climat, à des échelles globale et régionale.

Pour ce faire, des schémas de transfert surface-végétation-atmosphère (Soil Vegetation Atmosphere Transfer, SVAT) peuvent être utilisés dans les modèles météorologiques de circulation globale (GCM). Le modèle ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) est un SVAT couplé au modèle climatique développé à l'IPSL (IPSL-CM4), mais qui prend en compte l'aspect dynamique des processus étudiés. Il peut cependant être utilisé seul. Il est basé sur 2 modules préexistants et un nouveau module :

- *module hydrologique*: le SVAT SECHIBA semi-horaire pour les paramétrisations de surface (échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et la biosphère, bilan d'eau dans le sol).
- les paramétrisations annuelles de la dynamique de la végétation (feux, apparition de nouvelles espèces, mortalité des arbres) sont tirées du modèle dynamique global de végétation LPJ (Lund-Postdam-Jena) (voir 3.3.1.2.).
- *module carbone*: les autres processus (photosynthèse, allocation du carbone, décomposition de la litière, dynamique du carbone dans le sol, respiration, phénologie), calculés chaque jour, forment le troisième module STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems).

Ces différents modules peuvent être activés ou non lors de l'utilisation d'ORCHIDEE. Par exemple, la végétation peut être forcée en termes de LAI par des observations satellitaires. ORCHIDEE utilise 12 types de plantes (PFT), dont 10 naturels et 2 types de culture. Plusieurs PFT peuvent être présents sur une même maille.

Les principales valeurs en sortie de SECHIBA et donc en entrée de STOMATE sont la température, le rayonnement et l'humidité du sol. Ensuite STOMATE simule la photosynthèse, puis l'allocation du carbone dans différentes parties de la plante selon le stress qu'elle subit, la sénescence et la mortalité, ainsi que la dégradation de la litière puis la répartition du carbone dans le sol. Les principales grandeurs de sortie de STOMATE sont le LAI et le taux de couverture du sol par la végétation.

Les facteurs climatiques peuvent être limitants pour le démarrage et la croissance des végétaux. La sénescence est déclenchée selon la dynamique des paramètres météorologiques également (par exemple chute de la température). Lorsque le LAI devient inférieur à $0.2 \text{ m}^2/\text{m}^2$, la plante est déclarée dormante.

Les auteurs effectuent des simulations globales à une résolution spatiale de $4^\circ \times 2.5^\circ$ (qui est aussi la résolution du GCM IPSL-CM4). En effet, des études de sensibilité à la résolution spatiale lors de la phase de développement du modèle n'ont pas montré d'amélioration significative des résultats en termes de simulations globales. Le modèle est forcé au pas de temps de 30 minutes avec des

paramètres météorologiques obtenus par un générateur de temps Richardson, à partir de données climatologiques mensuelles de 1961-1990.

La conception du modèle permet d'effectuer des calculs sur de longues périodes de temps (plusieurs décennies) pour atteindre un équilibre (où la mortalité est compensée par l'implantation de nouvelles espèces). En comparant les LAI simulés avec des observations satellites (LAI MODIS), les auteurs obtiennent un bon accord pour les zones boisées, et un faible accord en régions semi-arides et de toundras. Les auteurs concluent à une sous-estimation systématique du LAI en zones semi-arides par le modèle ORCHIDEE.

3.3.1.4. Conclusion sur les modèles globaux

La résolution spatiale des ces modèles globaux est sensiblement plus grossière (0.5° à 2.5°) que celle que nous avons définie pour notre travail (0.25°). Même s'ils peuvent être utilisés à des échelles locales, leur robustesse pour bien reproduire des écosystèmes spécifiques, notamment en zone semi-aride, n'a pas encore suffisamment été éprouvée (e.g. Brender et al., 2009). De plus, les modèles présentés ci-dessus présentent de fortes différences avec les observations en zones semi-arides, sans doute attribuables au type fonctionnel de végétation définis en ces zones.

Un modèle global ne nous permettrait donc pas de simuler la végétation sahélienne avec suffisamment de fiabilité ni avec une résolution temporelle et spatiale suffisante pour estimer précisément la rugosité de la surface. Ce sont cependant les mêmes principes généraux qui sont conservés (et adaptés) dans le cadre des modèles régionaux.

3.3.2. Modèles propres aux zones semi-arides

3.3.2.1. Modèles régionaux sahéliens

Plusieurs modèles de végétation ont été élaborés pour tenir compte de la spécificité de la dynamique de la végétation au Sahel. L'un d'eux (De Ridder et Van Keulen, 1995) repose sur une relation directe (fonction de transfert) entre la quantité d'eau disponible et la biomasse végétale, en distinguant les zones où la pluviométrie, inférieure à 250 mm/an, est le facteur limitant, des zones où la teneur en azote (pluviométrie > 250 mm/an) est le facteur limitant (Penning de Vries et Djitéye, 1982). Le bilan d'eau, incluant drainage, écoulement et infiltration, est alors calculé avec un module appelé SAHEL au pas de temps journalier. Les stades phénologiques de développement de la plante, les conditions de germination et de sénescence, la croissance de la biomasse, sont décrits explicitement dans le modèle. Les propriétés hydriques des sols sont déduites de leur texture (teneur en sable et en argile), et permettent d'estimer les pertes en eau dues à la percolation. Ce modèle est principalement orienté vers l'estimation de la profondeur que peut atteindre l'eau dans le sol et des pertes par percolation. L'usage d'un tel modèle à l'échelle régionale serait particulièrement délicat car l'évaluation de l'infiltration et du ruissellement suppose une bonne connaissance de la microtopographie du terrain.

D'autres modèles, comme par exemple celui de Hanan et al. (1997) considèrent comme facteurs limitants, en plus de la disponibilité hydrique, la quantité de lumière d'une part et le taux de CO₂ dans les feuilles d'autre part. Ce modèle repose davantage sur la représentation de la photosynthèse à l'échelle de la feuille. Autrement dit les processus explicitement représentés dans ce modèle concernent surtout la photosynthèse et la répartition de la biomasse. Le Roux et al. (1997) associent la modélisation de la biomasse avec la comparaison de l'absorption du rayonnement ainsi simulé et mesuré pour les savanes soudaniennes. La relation entre indice de végétation NDVI et le taux de rayonnement solaire absorbée par les végétaux a pu ainsi être mieux caractérisée. A terme, ce type de travaux a pour visée l'estimation indirecte par télédétection de la biomasse. Mais ces outils ne permettent pas un usage « prédictif » robuste à une échelle régionale.

Le modèle Treegrass (Simioni et al., 2000) et sa version plus récente Treegrass-2 (Boulain et al., 2006 ; 2009) est un modèle explicite des processus régissant le développement des couverts herbacé et boisé en savane. La présence de ces deux types de couverts induit en effet une compétition pour diverses ressources (lumière, eau, nutriments). En zone sahélienne, le couvert boisé peut être considéré comme pérenne, c'est-à-dire présent tout au long de l'année, alors que la strate herbacée de la végétation n'apparaît que lors de la saison des pluies. Le modèle Treegrass est constitué de trois modules, représentant respectivement le bilan d'énergie, le bilan d'eau dans le sol, et le développement physiologique des végétaux. Par la suite, le modèle Treegrass-2 a été couplé à un modèle hydrologique afin d'étudier les variations du cycle hydrologique et son lien à l'évapotranspiration à l'échelle locale. Cependant, en zone sahélienne, la strate herbacée représente 20 à 80% de la couverture végétale, contre 0 à 20% pour la strate arbustive et 1 à 5% pour les arbres (Le Houérou, 1989). Or, le modèle Treegrass étant avant tout centré sur le fonctionnement de la strate arborée de la végétation, il n'est pas spécifiquement adapté à notre objectif, qui lui concerne la strate herbacée. De plus, ce modèle nécessite de très nombreux paramètres d'entrée et est donc difficilement spatialisable.

La plateforme SARRAH (Dingkuhn et al., 2003) est un ensemble de modèles simulant la dynamique des cultures en zone sahélienne. Il est basé sur un modèle de bilan d'eau SARRA (Système d'Analyse Régionale des Risques Agroclimatiques) fréquemment utilisé par les agronomes et agro-météorologues qui travaillent sur la région sahélienne. Son principal but est d'estimer quantitativement la récolte qui peut être attendue pour une année et un site donné. Une version de SARRAH a ainsi été conçue spécifiquement pour traiter le cas du mil (Baron et al., 2005 ; Sultan et al., 2005). Plusieurs paramétrisations sont empiriques, notamment le calcul de l'infiltration et de l'écoulement. Le pas de temps du modèle est de 1 jour. Le sol est défini par une couche superficielle de 20 cm et une couche en profondeur d'épaisseur variable. La date (ou éventuellement les dates) de semis est (sont) également paramétrée(s), selon la répartition des précipitations. Pour cela, la détermination du démarrage de la mousson est le facteur le plus critique. Ce modèle est intéressant pour prendre en compte les surfaces agricoles en zones semi-arides. Cependant, nous cherchons dans un premier temps à simuler la dynamique de la végétation sahélienne naturelle qui occupe une superficie bien plus grande que les zones cultivées (les zones de cultures occupent environ 10% de la surface ; Ramankutty, 2004). Ce modèle pourrait constituer un complément appréciable pour évaluer le rôle des zones cultivées sur les émissions de poussières en zone sahélienne.

Le modèle STEP (Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity ; Mougin et al., 1995) a été conçu pour simuler en un site, avec un pas de temps journalier, la croissance de la végétation naturelle herbacée sahélienne. Les processus physiques y sont explicitement décrits, en particulier la croissance de la plante (photosynthèse, respiration, sénescence, production de litière) et le bilan d'eau dans le sol (évaporation, transpiration, flux d'eau entre les différentes strates du sol) (**Figure 3-3**). De plus, la conception du modèle permet d'assimiler des mesures satellitaires de la végétation afin d'améliorer les simulations (Lo Seen et al., 1995). Nous exposons ici le modèle dans sa version originelle.

La végétation modélisée est une strate herbacée composée d'espèces annuelles (i.e. non pérennes). Les données d'entrée nécessaires sont des variables climatiques (température, précipitations, rayonnement) ainsi que la texture du sol et l'albédo de la surface.

A partir de la biomasse simulée sont calculés des paramètres structuraux de la végétation, comme les LAI, la hauteur de végétation et le taux de recouvrement du sol. Les auteurs ont testé le modèle en 2 sites de quelques km² où ils disposaient de mesures de biomasse ainsi que des variables climatiques sur une période de plus de 10 ans : le Ferlo sénégalais et le Gourma malien. Cependant seules les valeurs correspondant à des sols sableux (~ 90% de sable) ont été retenues pour sa validation, afin de disposer de jeux de valeurs homogènes. L'accord entre biomasse simulée et biomasse mesurée est très bon après étalonnage du modèle, avec un coefficient de corrélation de 0.95.

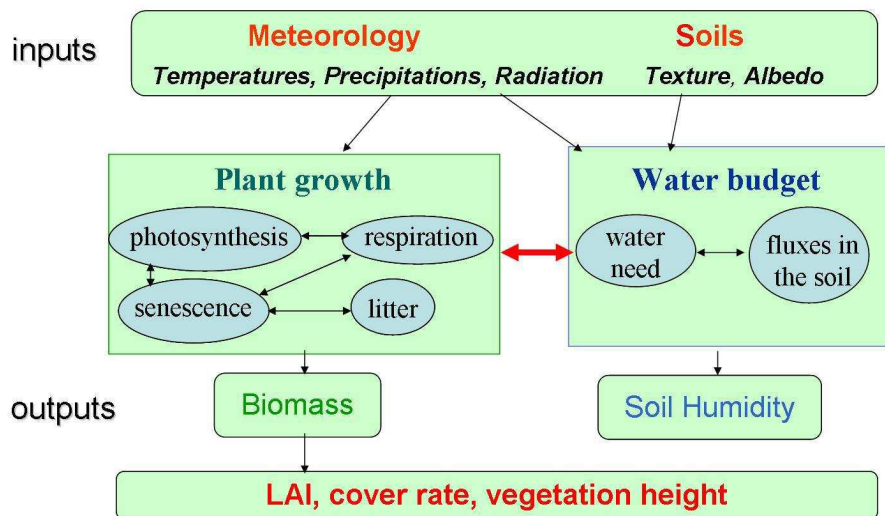


Figure 3-3 : Schéma conceptuel du modèle STEP (d'après Mougin et al., 1995).

3.3.2.2. Conclusion sur les modèles régionaux

D'après cette brève revue des modèles de végétation, le modèle le mieux adapté à nos besoins est le modèle STEP. En effet, les autres modèles régionaux ne satisfont pas tous les critères que nous cherchons à remplir pour la simulation de la végétation sahélienne. Notre zone d'étude s'étend jusqu'à la latitude de 20°N, où les pluies sont quasi inexistantes. Par conséquent, la disponibilité en eau est le principal facteur limitant la croissance de la végétation dans cette zone. De plus, le modèle retenu devra pouvoir être spatialisable à toute la région du Sahel, ce qui par exemple soulèverait de très

grandes difficultés s'il fallait renseigner le microrelief de cette zone pour en estimer l'infiltration et la percolation. Enfin, nous cherchons avant tout à modéliser la dynamique de la végétation naturelle, le modèle que nous retiendrons devra donc préférentiellement avoir été testé et validé sur ce type de végétation.

Ces conditions sont plus à même d'être remplies par le modèle STEP, qui a été conçu spécifiquement pour simuler la végétation naturelle sahélienne et permet de travailler à une résolution temporelle de 1 jour, résolution satisfaisante pour évaluer l'évolution de la rugosité dynamique de la surface puis l'érosion éolienne. Il utilise une représentation explicite des processus de croissance de la plante ainsi que de bilan d'eau dans le sol. La végétation simulée est la végétation naturelle, dominante sur l'essentiel de la zone sahélienne. Dans ce qui suit nous allons donc présenter plus en détail les différents modules constituant le modèle STEP, ainsi que les améliorations qui y ont été apportées au cours du temps.

3.4. Le modèle STEP

Le modèle STEP se divise en deux principaux modules traitant respectivement la croissance de la végétation et le bilan d'eau dans le sol (cf. **figure 3-3**).

3.4.1. Module de croissance

Dans le modèle STEP, la biomasse herbacée aérienne est divisée en 3 composantes : la biomasse verte B_g , la biomasse morte sur pied B_d , et la biomasse de litière B_l . Ces composantes sont exprimées soit en kg de matière sèche par hectare (kg/ha) soit en g de matière sèche par m^2 (g/m^2).

La biomasse verte B_g augmente grâce à l'activité photosynthétique P_g et diminue en raison des pertes de matière dues à la respiration R_t d'une part et à la sénescence S d'autre part. La biomasse morte sur pied B_d résulte de la sénescence S de la biomasse verte. Une partie de cette biomasse morte est transformée en litière L . La litière L est le bilan entre la quantité de matériau mort B_d accumulée sur le sol et la partie de la litière qui s'est décomposée D .

Autrement dit :

$$dB_g/dt = P_g - R_t - S \quad (2)$$

$$dB_d/dt = S - L \quad (3)$$

$$dB_l/dt = L - D \quad (4)$$

La végétation est composée d'espèces C3 et d'espèces C4 (qui diffèrent par leur mécanisme de fixation de CO_2 lors de la photosynthèse) selon une proportion fixée, qui peut être estimée selon le site. Le mécanisme des espèces en C3 est celui de la grande majorité des plantes vertes. Cependant, le mécanisme en C4 est une adaptation notamment au stress hydrique. Ce type de plantes est donc significativement présent en régions semi-arides.

La croissance de la végétation démarre avec la germination. Celle-ci se déclenche dès que l'humidité de la couche superficielle du sol est supérieure, pendant au moins 5 jours consécutifs, au point de flétrissement (humidité du sol à partir de laquelle la plante ne peut plus prélever d'eau par ses racines). Le taux de biomasse verte prend alors une valeur prédéfinie B_g0 . Si cette biomasse diminue par la suite sous un seuil donné, les plantes sont considérées mortes et le critère de déclenchement de la germination doit être à nouveau rempli pour que la végétation entame un nouveau cycle.

La photosynthèse est dépendante du rayonnement absorbé : une partie seulement du rayonnement solaire (le PAR : Photosynthetic Active Radiation, entre 400 et 700 nm) est exploitable par les végétaux. Autrement dit :

$$P_{\max} = I_o \cdot fPAR \cdot \epsilon_i \cdot \epsilon_c \quad (5)$$

où P_{\max} : photosynthèse maximale (kg/ha)

I_o : rayonnement solaire journalier (MJ/ha)

$fPAR$: efficacité climatique (fraction de I_o correspondant au PAR)

ϵ_i : efficacité d'interception (du PAR par les feuilles)

ϵ_c : efficacité de conversion de l'énergie disponible en matière végétale (kg/MJ).

L'efficacité climatique est supposée constante, et, d'après des mesures, valant 0.466 (Bégué, 1991) ; l'efficacité d'interception est calculée par le modèle à chaque pas de temps à partir du taux de biomasse verte.

La photosynthèse « réelle » sera donc égale à la photosynthèse maximale multipliée par une fonction dépendant du potentiel foliaire (traduisant le degré de satisfaction des besoins en eau de la plante) et de la température des feuilles. Autrement dit la production réelle de matière par photosynthèse est la photosynthèse maximale modulée par des fonctions prenant en compte le stress hydrique et les limitations dues à la température.

Le stress hydrique est paramétré par la résistance stomatique. Précisons ici qu'un stomate est un orifice de petite taille présent dans l'épiderme des organes aériens des végétaux, qui permet les échanges gazeux entre la plante et l'air ambiant. Cette résistance stomatique dépend notamment du degré de satisfaction des besoins en eau de la plante : en effet, si la plante manque d'eau, les stomates seront partiellement fermés pour limiter la perte en vapeur d'eau. A l'inverse, si les besoins de la plante en eau sont satisfaits, les stomates seront ouverts au maximum, et la photosynthèse sera maximale (grâce à une diffusion maximale du CO_2 de l'air dans les feuilles). Ce degré de satisfaction des besoins en eau de la plante est quantifié par le potentiel foliaire ψ .

Quant à la respiration, elle se divise en 2 composantes : la photorespiration R_p et la respiration à l'obscurité R_d . La première est considérée comme proportionnelle à la photosynthèse pour les plantes C3, et négligeable pour les plantes C4. La seconde est elle-même décomposée en respiration de construction R_c et respiration d'entretien R_m . Autrement dit :

$$R_t = R_p + R_d = R_p + (R_c + R_m) \quad (6)$$

La respiration de construction représente le coût en carbone pour construire de nouveaux tissus végétaux. Elle dépend donc de la quantité de carbone disponible grâce à la photosynthèse. La respiration d'entretien représente le coût de synthèse et de remplacement de protéines et de réparation de membranes. Elle dépend donc de la quantité de biomasse verte B_g .

Enfin, la sénescence est paramétrée avant tout en fonction du potentiel foliaire c'est à dire du stress hydrique de la plante. Elle augmente brutalement après la fructification (qui correspond au pic de biomasse), ou bien après une certaine période de bilan négatif en carbone (gain par la photosynthèse et perte par la respiration), ce qui permet de prendre en compte une éventuelle sécheresse. La production de litière est ensuite dépendante des conditions environnementales (précipitations, température, humidité de l'air).

3.4.2. Module de bilan d'eau

Dans le modèle STEP, les entrées en eau se limitent aux précipitations. Le ruissellement est a priori un facteur important à prendre en compte mais dont l'estimation est difficile, même sur site. Il est donc estimé par les auteurs à partir de relations empiriques (Penning de Vries et Djitéye, 1982 ; Casenave et al., 1989).

Les flux d'eau sont ensuite calculés entre 4 couches du sol définies en profondeur, d'épaisseurs respectives 3, 27, 70 et 200 cm. Les courbes de rétention d'eau pour chaque couche du sol sont estimées à partir de la teneur en sable et en argile d'après une relation empirique (Cornet, 1981) :

$$\Psi_{s,i} = a_i \theta^{-b_i} \quad (7)$$

où $\Psi_{s,i}$ et θ^{-b_i} sont respectivement le potentiel hydrique du sol (en bars) et la teneur en eau du sol (en $m^3.m^{-3}$) pour la couche i ,

et a_i et b_i sont deux constantes qui dépendent de la texture du sol.

Une couche du sol peut voir sa teneur en eau augmenter seulement jusqu'à son maximum appelé la capacité au champ. C'est pourquoi les flux d'eau sont ensuite estimés sur le principe des seaux basculants : le « trop-plein » d'une couche supérieure, c'est à dire l'excédent à cette capacité au champ, est déversé dans la couche inférieure par drainage. Autrement dit en chaque couche le bilan de sa teneur en eau résulte du drainage des couches contigües moins la contribution de cette couche à l'évapotranspiration :

$$d\theta_i / dt = D_{i-1} - AET_i - D_i \quad (8)$$

où D_i est le flux de drainage de la couche i et AET_i est la contribution de la couche i à l'évapotranspiration.

Évaporation et transpiration sont estimées à partir d'une évapotranspiration potentielle, elle-même somme de l'évaporation potentielle et de la transpiration potentielle, selon le taux de couverture végétale :

$$\begin{aligned} & \text{PE} = f_s \text{ PET} = (1-f_v) \text{ PET} & (9) \\ \text{et} & \text{PTr} = f_v \text{ PET} & (10) \end{aligned}$$

$$\text{où} \quad \text{PET} = \text{PE} + \text{PTr} \quad (11)$$

$$\text{et} \quad f_v = f_g + f_d + f_l \quad (12)$$

avec PET, PE et PTr : évapotranspiration, évaporation et transpiration potentielles,

f_s : taux de présence du sol nu

f_v , f_g , f_d et f_l : taux de couverture par toute la végétation, par la végétation verte, sèche et de litière.

Le calcul de la transpiration fait alors intervenir la résistance de la surface du sol r_{ss} , et celui de l'évaporation la résistance de la canopée r_c (qui dépend du potentiel foliaire) tel que :

$$\text{et} \quad E = \text{PE} / r_c \quad (13)$$

$$\text{et} \quad \text{Tr} = \text{PTr} / r_{ss} \quad (14)$$

Ces résistances sont estimées grâce aux paramétrisations de Van Keulen (1975) pour celle de la surface du sol, et de Saugier (1974) pour la résistance de la canopée. L'évapotranspiration potentielle est estimée à partir des températures extrêmes journalières (Linacre, 1977). L'évapotranspiration réelle est alors la somme de l'évaporation et de la transpiration.

3.4.3. Fonctionnement du modèle

Les données d'entrée nécessaires au modèle STEP en un point sont donc les suivantes :

- données climatiques journalières : précipitations, températures minimale et maximale, évapotranspiration potentielle et rayonnement solaire. Ces deux dernières variables peuvent être estimées à partir des températures et de l'albédo si nécessaire.
- caractéristiques du sol : profondeur et texture (teneur en sable et argile) ; albédo.
- paramètres de végétation : proportion de plantes en C3 et en C4, distribution des racines en profondeur.

Le seul paramètre inconnu est alors l'efficacité de conversion ϵ_c . Il dépend de plusieurs facteurs comme le type de plante, sa phénologie, ou encore la fertilité du sol. Étant donné que la photosynthèse lui est directement proportionnelle, on note, dès à présent, que le modèle sera très sensible à la valeur de ce paramètre. Dans STEP, ce dernier est considéré comme constant au cours de la saison pour un site donné.

3.4.4. Assimilation de mesures satellitaires

Lo Seen et al. (1995) ont élaboré un modèle de réflectance de surface dans le domaine visible basé sur le calcul des contributions respectives du sol nu et du couvert végétal, considérées indépendantes. Le couvert végétal est lui-même divisé en deux compartiments : la biomasse verte et la

biomasse sèche, ayant des réponses distinctes en termes de réflectance. La contribution de la litière est intégrée à la réponse du sol nu.

La réflectance du sol nu est modélisée à partir de l'albédo de surface pour différents angles de vue. Quant à la strate végétale, elle est considérée comme homogène. Sa réflectance est calculée à partir de paramètres structuraux comme le LAI. Les effets atmosphériques sont également modélisés (absorption par des gaz, diffusion par des molécules et des aérosols), notamment l'absorption par la vapeur d'eau dans la bande proche infrarouge.

Lors du couplage, LAI et taux de couverture issus du modèle STEP sont donc utilisés en entrée du modèle de réflectance de la surface. Les indices ainsi obtenus sont alors comparés à des mesures satellites sur le site du Ferlo sénégalais. Les auteurs observent que le modèle de réflectance reproduit les grandes tendances des observations satellites, mais plus difficilement les variations à court terme.

D'autres couplages du modèle ont été effectués par la suite selon des méthodes similaires. Frison et al. (1998) et Jarlan et al. (2002) reproduisent à partir des simulations STEP et d'un modèle de rétrodiffusion le coefficient de rétrodiffusion de la surface (mesures radar : rayonnement dans le domaine des microondes). Lo Seen et al. (1997) associent STEP à un module SVAT d'estimation des flux d'énergie (chaleur et humidité). Ces flux ont fait l'objet de comparaisons entre simulations et mesures.

Ces différents couplages ont permis des validations indirectes du modèle STEP. De plus, ils présentent une alternative à la comparaison directe des sorties du modèle STEP à des observations. Dans le cadre de notre étude, ces travaux montrent notamment que les indices de végétation, et notamment le LAI, contiennent de l'information pertinente pour mener à bien des comparaisons entre végétation simulée et mesures de télédétection.

3.4.5. Améliorations du modèle STEP initial

La simulation de la végétation pour des sites bien instrumentés permet de renseigner bon nombre de paramètres et de variables. C'est cette démarche qu'ont adoptée Tracol et al., (2006). Ces auteurs ont principalement travaillé sur le site essentiellement pastoral et très sableux du Gourma malien pour lequel ils disposent de plus de 25 ans de mesures de terrain. On notera que dans cette région, après la disponibilité en eau, les teneurs en azote et en phosphore du sol seraient les principaux facteurs limitant la pousse de la végétation (Penning de Vries et Djitéye, 1982).

Le modèle STEP comporte, comme mentionné précédemment, plusieurs paramètres de « calibration », dont les deux principaux sont l'efficacité de conversion maximale ϵ_c et la biomasse initiale B_{g0} . Les auteurs estiment que la forte variation interannuelle à la fois de la composition floristique de la strate herbacée et de la fertilité du sol (i.e. sa teneur en minéraux) rend l'utilisation de valeurs par défaut pour ces paramètres génératrice d'erreurs importantes sur l'estimation du couvert végétal. Cependant, l'utilisation du modèle sur un site ponctuel permet de disposer de nombreuses mesures de biomasse afin d'ajuster ces paramètres pour le site et l'année concernés.

L'ajustement des paramètres de calibration est fait en minimisant une fonction de coût quadratique J définie par (Tracol et al., 2006) :

$$J(B_g0, \epsilon_c) = (1/N \sum (Bm_{sim}(i) - Bm_{obs}(i))^2)^{1/2} \quad (15)$$

où Bm_{sim} : biomasse simulée

Bm_{obs} : biomasse observée

N : nombre de mesures

i : jour de mesure.

Les valeurs ainsi obtenues pour B_g0 sont comprises entre 0.5 et 2.5 g/m², et pour ϵ_c entre 2.45 et 6.95 g/MJ. Après ajustement de ces paramètres, les simulations montrent un très bon accord avec les mesures de terrain (r^2 de 0.95 contre 0.27 avant ajustement, pour 204 mesures). Cependant, la distribution des valeurs obtenues pour B_g0 et ϵ_c pour l'ensemble des points de mesure est quasi uniforme sur les intervalles fixés, avec une accumulation de valeurs aux bornes. Les auteurs expliquent ces accumulations par l'absence de traitement de la biomasse racinaire dans le modèle (bornes inférieures), l'absence de représentation de la limitation due à la faible fertilité du sol (bornes supérieures), et des incertitudes sur les mesures journalières de pluie.

La forte variabilité interannuelle de ces deux paramètres apparaît donc comme la plus forte limitation du modèle en mode prédictif.

Cayrol et al. (2000) ont procédé à la calibration d'un modèle proche de STEP à partir de mesures satellitaires (rayonnement infrarouge et thermique infrarouge) en minimisant l'écart entre ces observations et les simulations issues du couplage SVAT/modèle de végétation. Avec une méthode analogue, Jarlan et al. (2005) utilisent le coefficient de rétrodiffusion de mesures radar pour calibrer, sur la région malienne du Gourma, 10 paramètres de STEP repérés comme sensibles, dont notamment la biomasse initiale B_g0 , l'efficacité de conversion maximale ϵ_c , la proportion de plantes C3 et la surface spécifique des plantes à leur émergence SLA_0 (Specific Leaf Area ; indice liant la surface des feuilles à leur masse). Ces travaux confirment donc l'apport de l'usage de mesures de télédétection pour affiner l'usage du modèle STEP à une échelle régionale.

Enfin, la comparaison de simulations avec des mesures in-situ reste limitée par le manque de paramétrisation des effets du passage du bétail (ingestion de la biomasse et de la litière, piétinement du sol), de la dispersion des graines, ainsi que de la chute de la litière et sa décomposition. Tous ces phénomènes ont en effet un impact non négligeable sur l'évolution du couvert végétal, notamment en saison sèche. L'ajout d'un module de dégradation paraît donc nécessaire pour améliorer significativement les résultats du modèle STEP.

3.4.6. Conclusion

L'utilisation du modèle STEP à l'échelle sahélienne nécessite des adaptations plus ou moins délicates à réaliser. Tout d'abord le modèle doit être spatialisé, c'est à dire qu'un travail doit être mené sur l'ensemble des données d'entrée qu'il nécessite, de façon à pouvoir effectuer automatiquement des calculs, maille par maille, sur l'ensemble de la bande sahélienne. La difficulté n'est pas tant numérique mais tient plutôt au fait que chaque maille doit être renseignée en termes de variables météorologiques

journalières et plus encore, les paramètres caractéristiques du sol et les paramètres de calibration du modèle doivent être définis pour chaque maille. Se pose alors le problème de la détermination des valeurs adéquates de ces variables et paramètres. Nous allons voir dans la partie suivante la stratégie employée pour les déterminer.

3.5. Adaptation du modèle STEP

3.5.1. Spatialisation et limitations inhérentes

Comme décrit précédemment, une résolution spatiale de l'ordre de 0.25° devrait être satisfaisante pour prendre en compte de façon suffisamment précise la dynamique de la végétation et le fort gradient nord-sud des précipitations dans cette région (voir **partie 2**). Par conséquent la zone sahélienne définie comme couvrant la zone 12°N - 20°N , 20°W - 35°E , est divisée en mailles de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$. En chacune, la végétation est simulée indépendamment des mailles voisines. Au terme de la simulation régionale, le champ de végétation est reconstitué en reportant les valeurs journalières de chaque maille pour tous les jours de l'année.

Cette extension d'usage du modèle STEP comporte bien évidemment des limitations, dans la mesure où en chaque maille le modèle ne pourra être utilisé de façon aussi optimisée qu'il peut l'être quand il est appliqué sur un site bien documenté. Notamment, l'absence de mesures de terrain systématiques sur l'ensemble de la zone empêche d'ajuster de façon spécifique les paramètres de calibration susmentionnés. De plus, les entrées et sorties en une maille sont censées être représentatives de toute la maille, autrement dit on fait l'hypothèse de l'homogénéité en cette maille, notamment de la réponse végétale. Enfin le ruissellement, pouvant avoir lieu au sein d'une maille et/ou avec les mailles voisines, ne peut être paramétré de façon fiable à l'heure actuelle. Il est par conséquent considéré comme nul, ce qui est une hypothèse relativement lourde.

Nous verrons ci-dessous les plus récentes améliorations apportées au modèle par différents auteurs qui ont pu être conservées dans le cadre de ce travail. La mise en œuvre des simulations nécessitera ensuite de déterminer en chaque maille :

- les données météorologiques journalières
- les caractéristiques du sol et de végétation
- les paramètres de calibration.

3.5.2. Sélection des paramétrisations

La plus récente version du modèle STEP nous a été fournie par les auteurs du modèle initial (Mougin, com. pers). Par rapport à la version initiale, elle intègre deux principaux types de modifications : d'une part, un module, appelé PATSEC, de paramétrisations de la dégradation du couvert végétal sous l'effet du passage du bétail (ingestion, piétinement) et des conditions climatiques (vent, humidité de l'air et du sol) a été ajouté ; d'autre part, des compartiments représentant les végétaux ligneux et les végétaux pérennes ainsi que la biomasse racinaire des végétaux annuels ont été introduits.

Le calcul de la production de la strate herbacée a été, quant à lui, peu modifié. La paramétrisation de la biomasse racinaire (répartie dans le 1^{er} mètre de profondeur selon la teneur en argile du sol) repose sur la paramétrisation de Grouzis (1988) (Auvray, 2002). Le coefficient d'interception du rayonnement solaire par les feuilles est calculé à partir du LAI grâce à une nouvelle paramétrisation plus robuste (Van Leeuwen, 1997). Quant au LAI, il est calculé à partir de la biomasse et un paramètre appelé Specific Leaf Area (SLA), liant la masse de feuilllets à leur surface (voir plus loin, 3.5.6.1).

La hauteur de végétation est également obtenue à partir de la biomasse :

$$h = \{ [4.7 + 0.055 (10 \cdot \text{Min}(\text{BMv}, 114.6))] - 0.000024 [10 \cdot \text{Min}(\text{BMv}, 114.6)]^2 \} / 100 \quad (16)$$

Cette grandeur est donc "majorée" : elle ne peut pas dépasser la valeur de 36 cm environ, ce qui correspond à une hauteur de la végétation herbacée saisonnière observée par les auteurs du modèle sur le terrain.

Le maximum de biomasse est recherché à partir de 30 jours de croissance contre 90 jours dans la version originelle du modèle. Lorsque ce maximum est atteint, le taux de sénescence, qui jusqu'alors était fixé à une valeur faible dépendant du potentiel foliaire, augmente exponentiellement avec le nombre de jours écoulés depuis la fructification. Dès que la quantité résiduelle de biomasse verte est égale à un dixième de la biomasse maximale, les graines sont dispersées.

De plus, le cas de conditions climatiques défavorables à la poursuite du cycle végétatif est pris en compte par l'évaluation de la matière produite par photosynthèse au cours des 5 derniers jours écoulés. Si cette grandeur est négative, le couvert végétal voit alors son taux de sénescence multiplié par 15. Si cela conduit à l'interruption du cycle végétatif, un nouveau cycle végétatif peut commencer dès que les conditions initiales nécessaires (teneur en eau du sol supérieure en point de flétrissement pendant 5 jours consécutifs) sont à nouveau remplies.

L'ensemble des modifications apportées au modèle STEP nécessite donc des données d'entrée spécifiques. Dans le cadre d'une étude régionale, on peut choisir d'utiliser des valeurs moyennes et/ou réalistes à défaut de disposer de mesures systématiques sur l'ensemble de la zone. Toutefois, certaines de ces paramétrisations ne sont pas assez robustes pour s'appliquer sur toute la zone et nous avons donc choisi, en accord avec les auteurs, de les écarter. C'est notamment le cas de la nouvelle paramétrisation de l'évapotranspiration basée sur les travaux de Penman-Monteith (1965) qui pose des problèmes numériques d'applicabilité aux sols argileux (plus précisément les fonctions de transferts de l'eau dans ces sols). Nous avons donc conservé les paramétrisations d'origine de l'évaporation et de la transpiration (cf. **3.4.2**).

L'évapotranspiration potentielle et le rayonnement solaire étaient généralement mesurés sur site et donc spécifiés en entrée du modèle dans les usages précédents de STEP. Ne pouvant disposer de données de cette nature sur l'ensemble de la zone sahélienne, nous avons choisi de conserver l'approximation de Linacre (1977) à partir des températures pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Le rayonnement solaire, qui était initialement déduit de cette paramétrisation, devient quant à lui une donnée d'entrée du modèle, car il est documenté au même titre que les autres variables météorologiques (par exemple par le European Center for Medium range Weather Forecast - ECMWF).

La destruction de la biomasse par des incendies peut être prise en compte dans la dernière version du modèle et il existe des bases de données de localisation des feux (par exemple MODIS). Cependant, nous avons souhaité aborder dans un premier temps les facteurs auxquels la végétation est la plus sensible et nécessitant des travaux d'investigation poussés sur le modèle. De plus, la prise en compte des feux sera une amélioration aisée à mettre en œuvre par la suite, car elle ne présente pas de difficulté technique particulière.

De la même façon, le taux de charge animal sera dans un premier temps renseigné par une valeur par défaut (mesures au Gourma malien, Hiernaux, com. pers.). Il pourra par la suite être renseigné de façon plus précise, en intégrant notamment une distribution spatiale appropriée à l'échelle régionale. En effet, l'apport que constituent les grandeurs calculées par le module PATSEC (notamment le compartimentage de la biomasse lors de sa dégradation) n'est pas nécessaire au stade de validation à l'échelle régionale sahélienne de la dynamique de la végétation naturelle. A ce stade nous nous concentrerons sur la bonne représentation par le modèle de la dynamique de croissance et le cycle végétatif vert. Les différents facteurs de dégradation seront également intégrés dans le cadre du travail post-doctoral qui fera suite à cette thèse.

3.5.3. Tests de sensibilité

3.5.3.1. Variables météorologiques et paramètres de calibration

(i) Stratégie

Afin d'évaluer la réponse du modèle aux différents paramètres et variables d'entrée, et ainsi mieux définir nos besoins en termes de données d'entrée, nous avons effectué des tests de sensibilité en utilisant une version ponctuelle du modèle (i.e. en 1 seule maille). Cette version, parce qu'elle permet de réaliser des nombreuses simulations en un temps court, était en effet particulièrement bien adaptée pour réaliser de tels tests.

Pour disposer d'une simulation de référence, nous avons établi un jeu de données réalistes en attribuant aux paramètres des valeurs par défaut provenant de diverses mesures de terrain (Mougin, Hiernaux, com. pers.) et aux variables journalières les valeurs de la maille dont les coordonnées sont (13°N, 10°W) (**tableau 3-1**). Ces coordonnées ont été choisies car à cette latitude, les pluies sont relativement fortes, et permettent donc un bon développement du couvert végétal : cela permet ainsi de bien mettre en lumière l'impact des différents paramètres et variables.

Plusieurs simulations ont été effectuées, en modifiant 1 seul paramètre ou variable du jeu de référence, et en lui attribuant sa valeur minimale (sur toute l'année pour les variables, ou de son intervalle d'évolution pour les paramètres) et maximale (idem). Les textures des sols, qui sont également une donnée d'entrée importante du modèle, feront l'objet de tests de sensibilité spécifiques (voir partie **3.5.3.2**).

Les valeurs de référence des 4 premiers paramètres sont des valeurs par défaut, découlant de mesures effectuées au Gourma malien (Mougin et al., 1995). Les intervalles de variation des deux premiers paramètres (ϵ_c et B_g0) proviennent des travaux de Tracol et al. (2006).

Le SLA_g0 (Specific Leaf Area, SLA) est un indice liant la surface des feuilles à leur masse. Il est utilisé pour calculer un SLA dynamique permettant lui-même d'évaluer ensuite l'indice LAI. Son intervalle de variation est ici le même que pour Jarlan et al. (2008).

Paramètre ou variable	source	référence	minimum	maximum
ϵ_c	Mougin et al., 1995 Tracol et al., 2006	5 g/MJ	2.5 g/MJ	7 g/MJ
B_g0	Mougin et al., 1995 Tracol et al., 2006	1 g/m ²	0.5 g/m ²	2.5 g/m ²
C3 C4	Cornet, 1981 Hiernaux et al., 2009 Jarlan et al., 2008	43 % 57 %	30 % 70 %	60 % 40 %
SLA_g0	Jarlan et al., 2008	200 cm ² /g	180 cm ² /g	280 cm ² /g
altitude	NOAA/GLOBE	300 m	0 m	2300 m
albédo	MODIS	Valeurs en (13°N, 10°W)	0.14	0.19
Température min.	ECMWF		18 °C	30 °C
Température max.	ECMWF		(23 °C) 30°C	41 °C
Rayonnement solaire	ECMWF		123 W/m ²	267 W/m ²

Tableau 3-1 : Paramètres et variables du modèle STEP soumis à des tests de sensibilité, leur valeur de référence, minimale et maximale selon la source indiquée.

Les fichiers d'altitude utilisés sont les données GLOBE (Global Land One-kilometer Base Elevation) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). La valeur de référence est l'altitude en 13°N, 10°W, soit environ 300 m. Les valeurs extrêmes sont les minimum et maximum sur la zone d'étude.

Pour toutes les variables suivantes, les valeurs de référence sont des séries temporelles fournies par MODIS (albédo) ou par ECMWF au point (13°N, 10°W) (**figure 3-4**). Les conditions extrêmes ont, dans ces cas, été choisies comme les minimum et maximum en ce point sur la période des pluies de l'année 2004, c'est-à-dire de mai à octobre. En effet, le développement de la végétation n'est possible qu'en présence de pluie, par conséquent la variation des données météorologiques ne peut influencer la pousse de la végétation qu'au cours de cette période. La valeur minimale de la température maximale journalière (23°C) a été ramenée à 30°C afin de demeurer supérieure à la température minimale journalière (qui peut atteindre 30°C).

Lors des tests de sensibilité, chaque variable prend donc une valeur constante (celle de l'extremum) tout au long de l'année (l'ensemble des autres paramètres et variables demeure identique

au jeu de données de référence). On pourra ainsi estimer l'impact de ces différentes variables tout en les maintenant dans des domaines de variation réalistes.

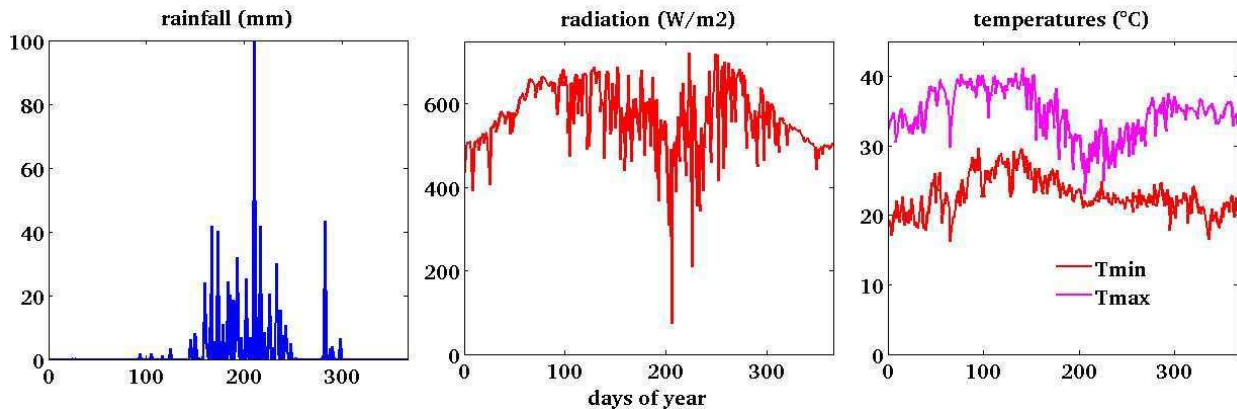


Figure 3-4 : Dynamique annuelle des variables pluie TRMM3B42 (gauche), rayonnement (milieu) et températures minimales et maximales journalières (droite) (ECMWF) au point (13°N, 10°W) en 2004.

Les pluies utilisées ici sont les estimations TRMM3B42 en (13°N, 10°W) au cours de l'année 2004. Leur cumul annuel est de l'ordre de 700 mm, c'est à dire des quantités favorables au développement de la végétation. Quant au rayonnement, les deux valeurs très faibles n'ont pas été retenue pour valeur minimale test sur toute l'année, car elles étaient trop faibles pour être réalistes.

(ii) Résultats

Dans le cas de la simulation de référence (**figure 3-5**), le démarrage de la pousse a lieu aux alentours du 160^{ème} jour de l'année (i.e. mi-juin). La croissance est alors quasi-linéaire jusqu'au maximum de végétation vers le 250^{ème} jour de l'année (i.e. début septembre), après quoi la sénescence est enclenchée et la biomasse diminue fortement jusqu'au 280^{ème} jour environ (début octobre), date à laquelle elle est à nouveau nulle.

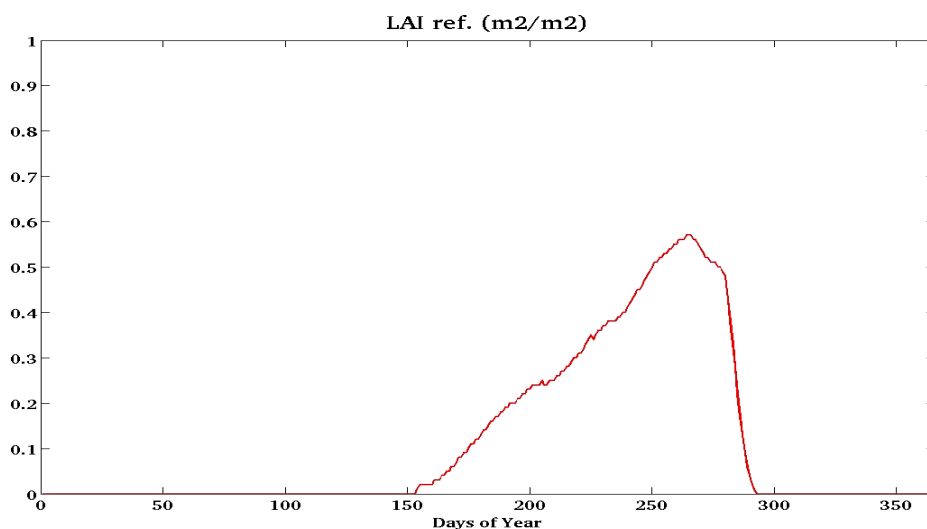


Figure 3-5 : Dynamique annuelle des LAI simulés au point (13°N, 10°W) avec le jeu de données d'entrée de référence.

Les réponses du modèle en termes de LAI sont représentées sur les graphiques constituant la **figure 3-6**. Sur chacun de ces graphes apparaît en rouge la simulation de référence. Pour chacune des figures sont également représentées les simulations obtenues en attribuant à la variable ou au paramètre concerné sa valeur minimum (en bleu) et maximum (en vert). Le reste des données est identique à celles de la simulation de référence.

Les simulations du modèle STEP sont très peu sensibles aux variations d'altitude. Celle-ci est en effet utilisée uniquement pour évaluer l'évapotranspiration potentielle journalière grâce à la formule de Linacre (1977), où elle n'apparaît que de façon secondaire. On notera qu'ici ne sont pris en compte que l'effet direct du changement d'altitude (pression) et que les corrélations du type altitude-température ne sont pas prises en compte dans ce calcul, la température étant testée séparément. Les variations d'albédo n'apportent pas non plus de modification notable de la réponse du modèle, induisant simplement une variation limitée, d'environ 4% seulement, du maximum de végétation. C'est pourquoi les tests de sensibilité à ces variables n'apparaissent pas sur la **figure 3-6**. La sensibilité du modèle aux autres paramètres et variables est par contre bien plus prononcée.

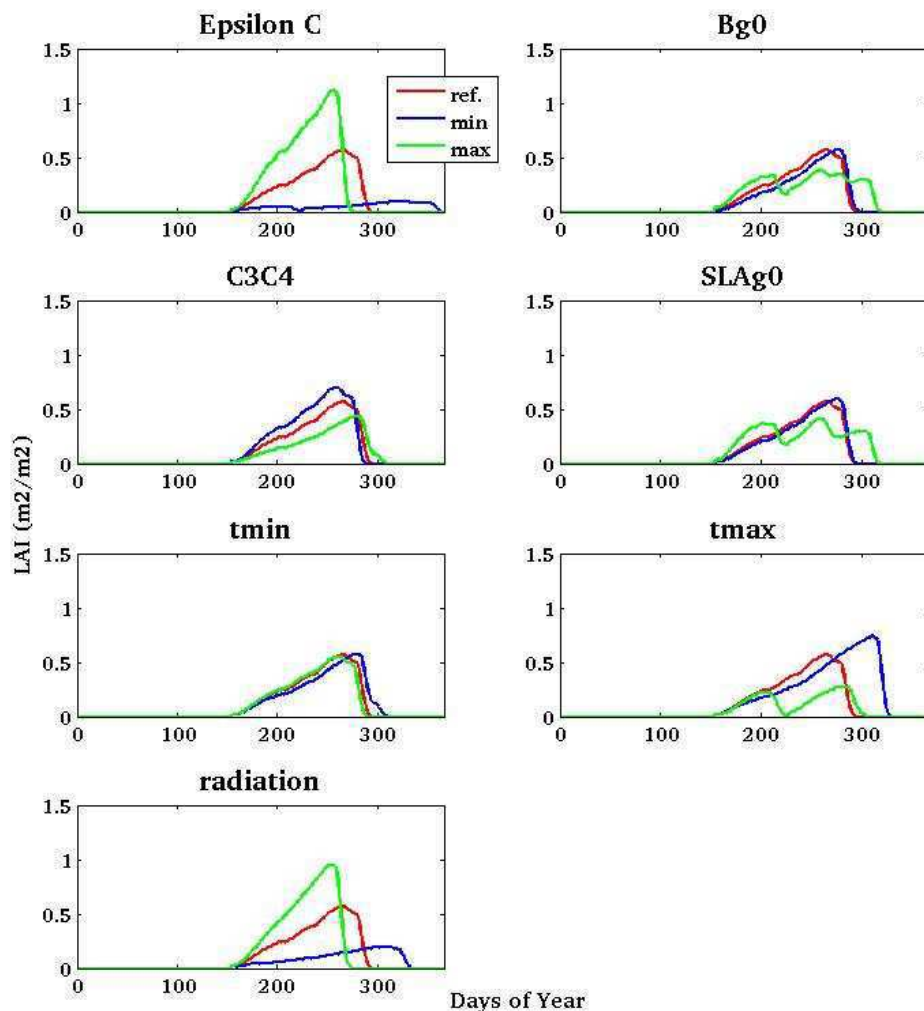


Figure 3-6 : Dynamique annuelle des LAI simulés au point (13°N, 10°W) selon un jeu de données d'entrée de référence (courbes rouge), et pour des valeurs extrêmes des paramètres ϵ_c , B_{g0} , $C3C4$ et SLA_{g0} et des variables T_{min} , T_{max} et rayonnement (de gauche à droite et de haut en bas) (courbes bleues (vertes): paramètre ou variable forcé à son minimum (maximum)).

La sensibilité à l'efficacité de conversion ε_c est la plus prononcée, ainsi que celle au rayonnement. La modification de la valeur de ce paramètre joue sur la quantité de végétation (le maximum atteint en termes de LAI est de $1 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ contre 0.6 à $0.8 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ pour l'ensemble des autres simulations) ainsi que sur la date d'atteinte du maximum, mais pas de façon notable sur les dates de démarrage de la pousse.

La sensibilité à la répartition des plantes C3 et C4 est également assez prononcée. Le LAI maximum est de l'ordre de $0.8 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ lorsque 60% des plantes sont de types C4, contre $0.4 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ lorsque seules 30% des plantes sont de type C4. Il importera donc de prêter une attention particulière à ce paramètre également. La sensibilité à la biomasse initiale B_{g0} paraît relativement faible. Toutefois la valeur maximale de B_{g0} conduit à une modification de la dynamique du LAI. On observe le même comportement avec les valeurs testées du SLA_{g0} . La sensibilité à la température minimale journalière est assez modérée, mais conduit à une dynamique différente du LAI en fin de cycle.

Par contre l'impact des variables que sont les températures maximales journalières et le rayonnement solaire global est très fort. Des températures maximale très fortes inhibent partiellement le cycle végétatif et influent également sur sa dynamique (notamment la vitesse de croissance). Le rayonnement n'influe quant à lui à la fois sur la dynamique et sur l'amplitude de la réponse du modèle : alors que le LAI maximum atteint par la simulation de référence est de $0.6 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$, avec un rayonnement minimum il n'est que de $0.2 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ environ et avec le rayonnement maximal utilisé de $1 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$.

Nous devons donc tenir compte de ces différentes réponses du modèle dans notre stratégie de sélection de données régionales pour effectuer les simulations sur l'ensemble de la zone sahélienne.

3.5.3.2. Caractéristiques du sol

Les caractéristiques des sols sahéliens nécessaires au modèle STEP sont de deux types : l'albédo de la surface d'une part, et la texture du sol en fonction de la profondeur d'autre part. La texture du sol, définie comme le pourcentage de sable, de limon et d'argile, influence le bilan d'eau dans le sol et la répartition dans ses couches en profondeur.

On utilisera dans ce qui suit les données d'albédo provenant du Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) à bord des satellites TERRA et ACQUA. Leur résolution spatiale est de l'ordre du km, mais elles ont été agrégées (moyennées) à 0.10° ou 0.25° (Roujean, comm. pers.). L'albédo de surface en zone sahélienne varie au fur et à mesure que le couvert végétal augmente (voir par exemple Samain et al., 2008), aussi avons-nous choisi d'intégrer les variations temporelles en utilisant les données d'albédo MODIS à la résolution temporelle de 8 jours.

La texture du sol est un paramètre auquel la végétation est très sensible. Cependant, la sensibilité du modèle à la texture du sol dépend également du régime de pluie. En effet, un sol argileux retient davantage d'eau qu'un sol sableux. La quantité maximale d'eau qui peut être absorbée par un sol définit sa capacité de rétention. La quantité en deçà de laquelle les racines des plantes ne peuvent plus absorber d'eau (car celle-ci est retenue par le sol) est appelée le point de flétrissement. Autrement dit pour une même précipitation, la quantité d'eau disponible pour les plantes sera moindre pour un sol argileux que pour un sol sableux.

L'essentiel des travaux réalisés jusqu'à présent avec le modèle STEP a été effectué à partir de mesures réalisées sur des sites fortement sableux comme le Gourma malien (Mougin et al., 1995 ; Frison et al., 1998 ; Jarlan et al., 2005 ; Tracol et al., 2006). Or, même si le Sahel est une zone où les sols sableux prédominent, il existe dans cette région des zones plus argileuses.

Afin d'évaluer la sensibilité du modèle à la texture du sol, nous avons conduit une série de tests dédiés à ce paramètre. La simulation de référence utilise les mêmes paramètres et variables que précédemment (3.5.3.1). Deux strates sont définies respectivement de 30 cm et 1 m de profondeur. Le sol de référence, provenant de la base de données Harmonized World Soil Database (FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009) en 13°N, 10°W, est à tendance argileuse : 47% de sable et 19% d'argile pour la couche superficielle, et 50% de sable et 18% d'argile pour la couche profonde.

Les deux tests conduits sont identiques à la simulation de référence avec pour seule différence une modification de la texture du sol. Deux sols très différents sont définis : un sol sableux constitué de 90% de sable et de 5% d'argile dans les 2 couches, et un sol plus argileux avec 41% de sable et 28% d'argile dans les 2 couches.

Nous avons effectué une autre série de tests en maintenant les conditions de texture des 3 simulations (de référence, avec un sol sableux, avec un sol argileux), mais en réduisant la quantité de pluie d'un facteur 1.5 (le cumul annuel est alors de l'ordre de 460 mm). Ce second régime de pluie est appelé « scénario de pluie 2 ». Le scénario de référence est le « scénario de pluie 1 » (figure 3-7).

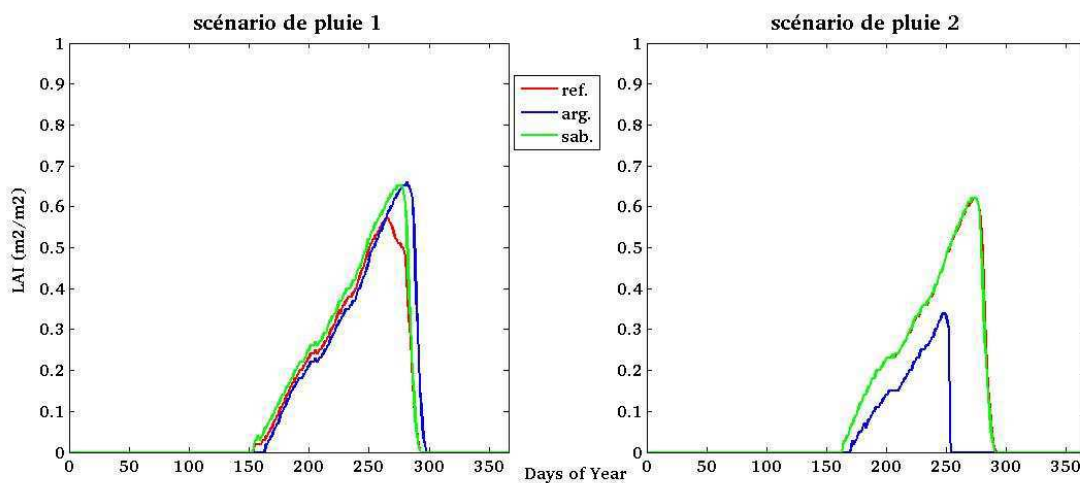


Figure 3-7 : Dynamique annuelle des LAI simulés selon un jeu de données d'entrée de référence (courbes rouge), et pour deux types de sol, selon deux scénarios de pluie (courbes bleues (vertes): sol argileux (sableux)).

Dans le cas du 1^{er} scénario de pluie, les différences en termes de LAI simulés par le modèle sont relativement faibles. La simulation de référence, qui utilise un sol relativement argileux, est naturellement plus proche de la simulation menée avec un sol argileux. On note que la quantité de végétation simulée est plus importante pour le sol sableux en période de croissance et au maximum de végétation.

La différence entre les sols est plus prononcée dans le cas du scénario de pluie 2, la végétation poussant sur le sol très argileux étant nettement désavantagée par rapport à celle se développant sur le sol sableux et sur le sol de référence. On observe un démarrage plus précoce de la végétation sur les sols sableux qui s'explique par le fait que l'eau est moins retenue par ces sols, la condition déclenchant la croissance (humidité supérieure au seuil de flétrissement pendant cinq jours) est remplie plus tôt, autrement dit le point de flétrissement y est plus bas que pour un sol argileux.

Ces résultats illustrent ainsi la sensibilité des simulations de végétation aux différents scénarios de pluie, modulée par la texture du sol. Ceci confirme l'importance du travail d'intercomparaison des produits de pluie qui a été mené en **partie 2**.

Au vu de cette sensibilité et compte tenu du fait que la réponse du modèle en termes de végétation est considérée comme homogène dans une maille, il semble nécessaire de définir avec un degré de précision suffisant les textures du sol pour obtenir des simulations aussi correctes que possibles.

3.5.4. Données météorologiques journalières

Les données météorologiques journalières utilisées en entrée du modèle STEP sont les précipitations, les températures minimale et maximale, le rayonnement solaire. On a vu dans ce qui précède que les facteurs météorologiques auxquels la végétation sahélienne est la plus sensible sont les précipitations. C'est pour cela qu'une étude spécifique a été conduite pour essayer de restituer avec le maximum de précision ces précipitations dans la bande sahélienne à partir des produits satellitaires présentés en première partie.

Les autres données météorologiques sont sensibles « au deuxième ordre », et pour ces grandeurs, le choix a été fait d'utiliser les données prévisionnelles du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (ECMWF) aux résolutions de 0.25° et 0.10° . En termes de rayonnement solaire notamment, les valeurs fournies par ECMWF semblent comparables à des mesures de terrain (Ramier et al., 2010).

3.5.5. Données de texture du sol

Les données de sol HWSD (Harmonized World Soil Database) ont été établies notamment à partir de cartes FAO (Food and Agriculture Organization) et IIASA (International Institute for Applied System Analysis) (FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009). Cette base de données est à l'heure actuelle la base de données de sol la plus finement résolue avec une résolution horizontale de $30'' \times 30''$ soit environ 1 km. Elle est largement utilisée, comme par exemple dans le cadre du travail d'intercomparaison de modèles de surface ALMIP (AMMA Land Surface Model Intercomparison Project) mené dans le cadre du programme international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine).

Cette base de données HWSD résulte d'un travail d'harmonisation de catalogues pré-existants, que sont :

- la carte mondiale des sols de la FAO (1971-1981 et 1995, 2003) au 1:5000 000
- la European Soil Database (ESDB)
- la carte des sols de Chine au 1:1000 000
- différentes bases de données régionales SOTER (SOil TERrain)

Le résultat consiste en une classification unifiée répartie en “Soil Mapping Units” (SMU) comprenant elles-mêmes des “Soil Units” (SU), à une résolution horizontale de 30"x30". Autrement dit, en chaque maille de la grille HWSD, est référencé un SMU, qui est défini par des contributions pondérées de un ou plusieurs SU.

Les informations déterminant un SU sont notamment le poids de sa contribution dans cette maille et sa texture en profondeur, ainsi que sa teneur en gypse, carbonate, carbone organique, etc... Pour tous les SU, à quelques exceptions près, sont définies deux strates, à des profondeurs de 30 cm et 1 m. Certains SU représentent des surfaces particulières telles que les lacs et cours d'eau, ainsi que les croûtes de sel et les affleurements rocheux. Une production de biomasse nulle leur sera affectée lors des simulations.

Nous avons donc agrégé ces données à 0.1° ou 0.25°, tout en conservant l'information sur la présence pondérée des différents SU au sein d'une maille. Plus précisément, chaque type de sol présent à la résolution originelle est conservé en tenant compte de sa pondération. L'information sur sa localisation est donc partiellement dégradée, mais pas sa contribution dans la maille résultant après agrégation. La **figure 3-8** illustre la teneur en sable du type de sol prépondérant à la résolution de 0.10°.

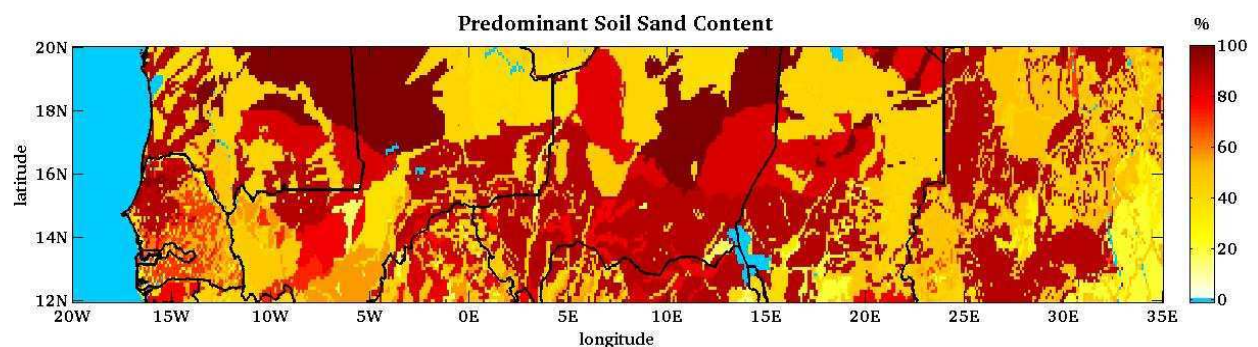


Figure 3-8 : Teneur en sable du type de sol HWSD prépondérant après agrégation à 0.10° x 0.10°.

3.5.6. Paramètres de calibration

Comme mentionné précédemment, le modèle STEP comporte 4 paramètres d'ajustement. Il s'agit de :

- l'efficacité maximale de conversion en matière organique ϵ_c
- la première valeur non nulle de biomasse verte B_{g0}
- le paramètre SLA_{g0} intervenant dans le calcul des LAI à partir de la biomasse
- la proportion de plantes C4.

Le modèle était originellement utilisé pour des sites pour lesquels des mesures directes de biomasse verte étaient réalisées. Ces mesures servaient ensuite, par calage des sorties du modèle, à recalculer les valeurs de ces 4 paramètres pour le site donné et la période d'étude considérée, en ajustant les sorties du modèle à la biomasse mesurée. Les valeurs retenues étaient donc celles qui permettaient de minimiser l'écart quadratique entre mesures et sorties du modèle.

Dans le cadre de notre travail, il n'est évidemment pas possible de procéder de cette façon puisque nous ne disposons pas de mesures de biomasse pour l'ensemble de la zone, ni même pour un nombre significatif de sites. Les options qui s'offrent à nous sont donc : soit d'inférer une valeur unique pour toute la zone d'intérêt et toute la saison, soit de définir pour des sous zones et/ou des périodes de l'année une valeur spécifique de ces paramètres.

Parmi les 4 paramètres susmentionnés, l'efficacité maximale de conversion est, comme nous l'avons vu (3.5.3.2), celui dont l'impact est le plus important sur la réponse du modèle, la production journalière de matière organique lors de la photosynthèse lui étant directement proportionnelle. Nous lui accorderons donc un traitement particulier. Cependant, pour conduire ce travail, il est nécessaire de s'intéresser préalablement à la détermination de la biomasse initiale.

3.5.6.1. La biomasse initiale

Dans le modèle STEP, la biomasse initiale B_{g0} est la première valeur non nulle prise par la biomasse lorsque la végétation commence à pousser dans la maille considérée. Rappelons que la croissance de la végétation est déclenchée dès que l'humidité de la première couche du sol est supérieure au point de flétrissement pendant 5 jours consécutifs.

Cette valeur de la biomasse initiale influe sur l'allure du champ de végétation en début de croissance (aux alentours du mois de juin). La finalité de notre étude étant d'estimer les émissions de poussière par érosion éolienne, émissions qui se produisent principalement en début de saison des pluies (le sol est alors peu protégé par le couvert végétal), la détermination de ce paramètre est de première importance.

Comme pour l'efficacité de conversion ϵ_c , la détermination de la biomasse initiale est délicate dans le cadre d'une simulation régionale. Pour ce faire, nous avons décidé d'utiliser les LAI MODIS comme référence. L'idée est de considérer que l'émergence du LAI, à un jour donné, au-delà de son niveau de bruit en saison sèche est, à cette date précise, un bon indicateur de cette biomasse initiale. Pour cela, il est nécessaire de quantifier le niveau de bruit de ce produit. Nous avons donc calculé les déviations standards des LAI pour chaque maille sur l'ensemble de la saison sèche (janvier à mars) 2004. La **figure 3-9** montre clairement que celles-ci présentent de très fortes variations spatiales. Près de 56% des valeurs sont strictement positives, et à l'extrême sud-ouest de la zone elles atteignent des valeurs de l'ordre de $0.3 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ (la zone de fortes valeurs située à 13°N , 15°E correspond en réalité au lac Tchad). Il est donc impossible de définir une unique valeur de déviation standard caractérisant le niveau de bruit des LAI MODIS pour toute la zone. Nous avons alors opté pour la définition d'un niveau de bruit par maille.

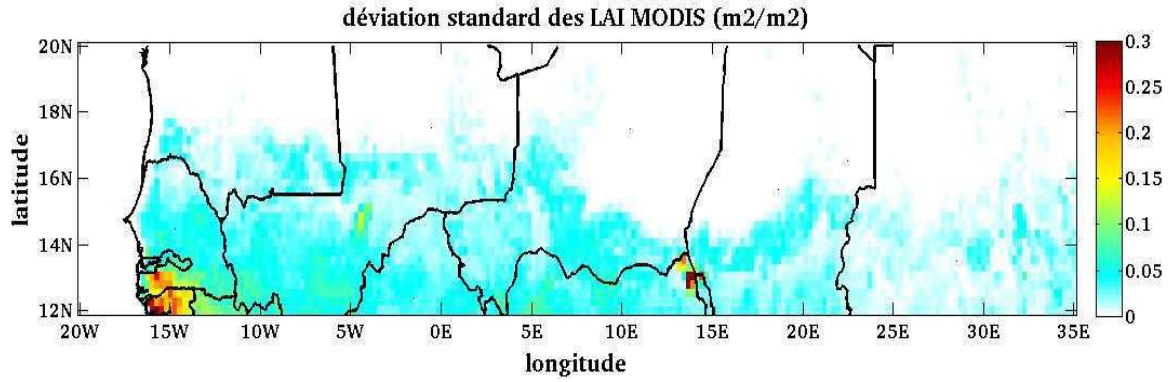


Figure 3-9 : Déviation standard des LAI MODIS sur la saison sèche (janviers à mars) 2004.

Afin de définir en chaque maille la date à laquelle les LAI MODIS émergent du niveau de bruit propre à cette maille, nous avons donc calculé la déviation standard et le maximum des LAI sur la période de saison sèche où la végétation verte est à son minimum (janvier-février-mars). La date d'émergence propre à cette maille est alors définie comme étant la première date à partir de laquelle le LAI MODIS devient supérieur au « maximum + déviation standard » de la saison sèche en cette maille. Le LAI MODIS de cette date est alors converti en biomasse grâce à la formule de conversion utilisée dans STEP :

$$B_{g0} = LAI_{modis} / SLA_g \quad (17)$$

où $SLA_g = (SLA_{g0} - SLA_{min}) * \exp(-SLA_{gSlope} * I_{Phase}) + SLA_{min} \quad (18)$

Les valeurs utilisées par défaut pour les paramètres SLA sont dérivées de mesures réalisées sur le site du Gourma (Mougin, com. pers) : $SLA_{min} = 50 \text{ cm}^2/\text{g}$; $SLA_{g0} = 95 \text{ cm}^2/\text{g}$; $SLA_{gSlope} = 0.07$. I_{phase} est le compteur de jour depuis le début de croissance ; donc dans le cas présent $I_{phase} = 1$. Soit:

$$B_{g0} = LAI_{modis} / 0.0092 = LAI_{modis} * 109 \text{ g/m}^2 \quad (19)$$

Cette conversion est appliquée aux LAI MODIS correspondant à la date d'émergence. On calcule ensuite le champ moyen de biomasse verte initiale sur les 4 années 2004 à 2007 (**figure 3-10**).

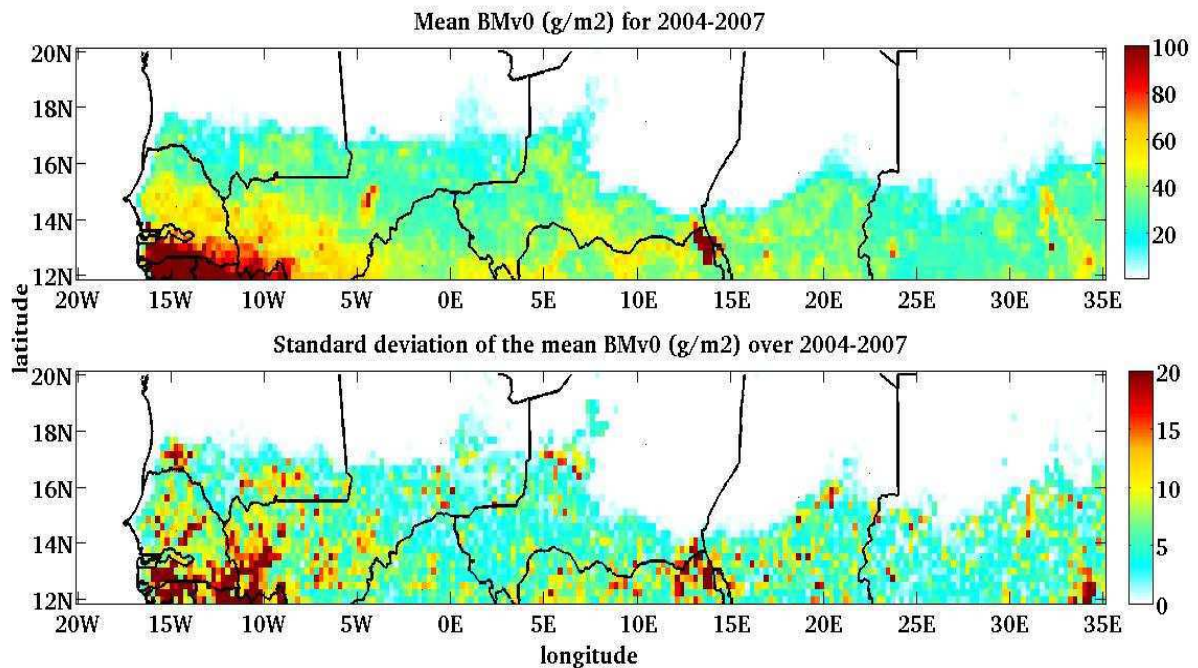


Figure 3-10 : Valeurs moyennes (haut) et déviation standard (bas) de la biomasse initiale pour les 4 années 2004 à 2007.

Les valeurs de biomasse initiale ainsi obtenues sont de l'ordre de 20 à 50 g/m² sur une partie importante de la zone (68 % des valeurs strictement positives), et inférieures à 10 g/m² sur une partie significative de la zone végétalisée (9 % des valeurs strictement positives). Elles présentent de plus un fort gradient sud-ouest/nord-est, avec un net maximum au sud-ouest de la zone. Les biomasses initiales y atteignent des valeurs élevées de l'ordre de 80 à 100 g/m².

Sur le site du Gourma (16°N, 1.5°W), nos valeurs de biomasse initiale sont de l'ordre de 20 à 30 g/m², c'est-à-dire nettement plus élevées que les valeurs testées par Tracol et al. (2006). Ceci est dû à la méthode employée et la conversion inhérente de LAI en biomasse. En effet, pour obtenir une biomasse de 2 g/m² il faudrait un LAI d'environ 2/109 c'est-à-dire 0.018 m²/m², une valeur des LAI qui ne peut pas être considérée comme un indicateur fiable de l'apparition de végétation (voir 3.2.3).

Les déviations standard de ces valeurs atteignent fréquemment des valeurs de l'ordre de 5 g/m² mais elles ne présentent pas d'allure très structurée sur l'ensemble du Sahel. Elles sont bien sûr plus élevées dans les zones où la biomasse initiale est forte et atteignent un maximum au sud-ouest de la zone.

Nous avons également examiné les champs de B_{g0} obtenus pour chacune des quatre années simulées dans le but de déterminer s'ils variaient fortement d'une année sur l'autre. La **figure 3-11** compare, pour les années prises deux à deux, les B_{g0} pour les mailles où le LAI MODIS atteint effectivement le seuil d'émergence. Les coefficients de corrélation, de l'ordre de 0.9 (pour n~3400), sont nettement significatifs et les pentes des régressions linéaires sont proches de 1. Les ordonnées à l'origine peuvent prendre des valeurs significatives mais restent néanmoins assez faibles au regard des valeurs moyennes.

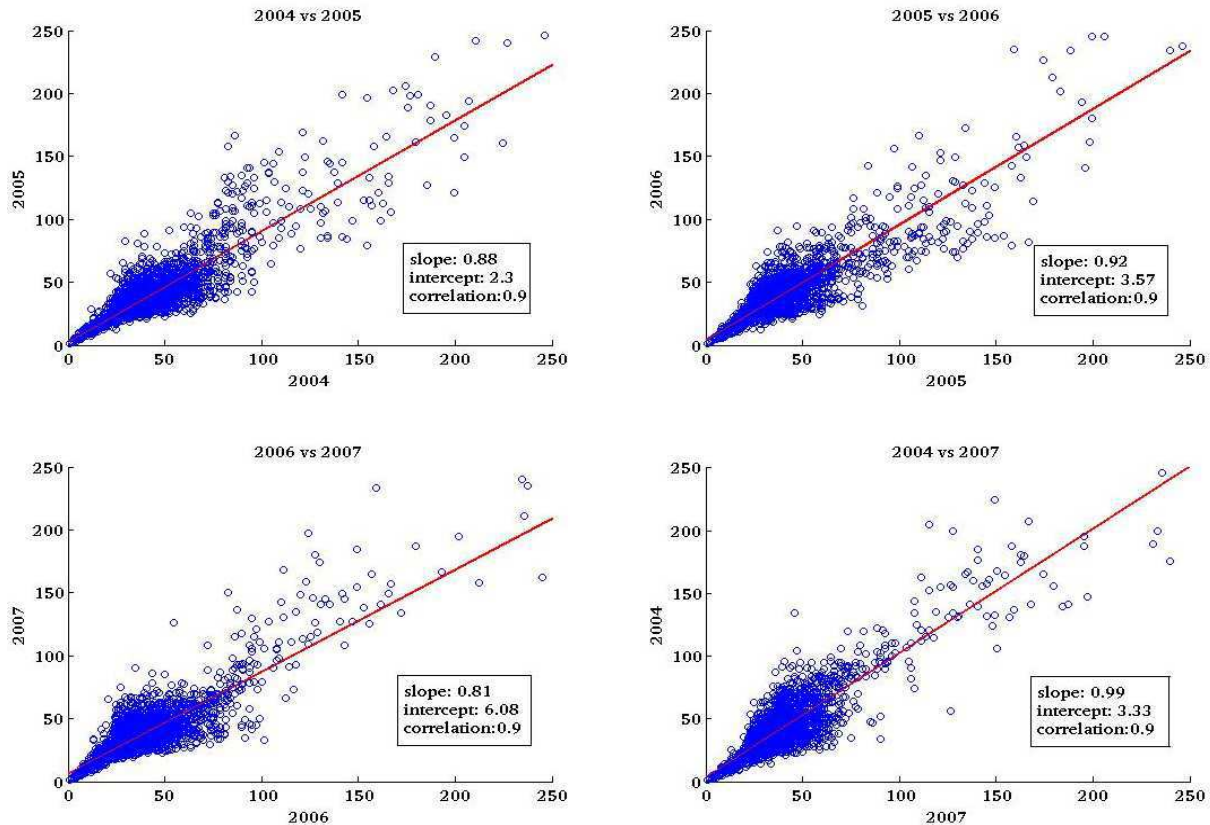


Figure 3-11 : Graphes de dispersion des valeurs de la biomasse initiale pour les années 2004-2005 (h.g.), 2005-2006 (h.d.), 2006-2007 (b.g) et 2007-2004 (b.d.)

Les valeurs de biomasse initiale obtenues avec notre méthode reposant sur la conversion des LAI MODIS à l'émergence du niveau de bruit de la saison sèche varient donc peu d'une année sur l'autre sur notre période d'étude (2004 à 2007). On utilisera donc le champ moyen de B_{g0} comme paramètre d'entrée du modèle STEP pour les 4 années d'étude.

3.5.6.2. L'efficacité de conversion maximale

Dans le modèle STEP le paramètre ε_c est l'un des facteurs permettant de calculer la production quotidienne de matière végétale. Il traduit une efficacité de conversion maximale, autrement dit le rapport entre l'accroissement de la matière sèche optimale produite pendant un laps de temps et l'énergie photosynthétiquement active absorbée pendant ce même laps de temps. Il est exprimé en g/MJ (Bégué, 1991). La valeur de ce paramètre est généralement inférée à partir de mesures expérimentales (Prince, 1990 ; Gosse et al., 1986 ; Bégué, 1991 ; Ouaidrari, 1994). La grande majorité des auteurs travaillant sur la modélisation de la végétation au Sahel pointe ce paramètre comme hautement sensible (voir aussi Le Roux et al., 1997 ; Hanan et al., 1997).

En conditions optimales (c'est-à-dire en l'absence de limitation de la croissance due aux facteurs météorologiques ou à la disponibilité en nutriments), les facteurs susceptibles de faire varier ε_c sont principalement (Bégué, 1991) :

- le type de métabolisme photosynthétique (plantes C3, C4). Cette distinction est prise en compte dans le modèle à travers la proportion de plantes en C4.
- le stade phénologique : la valeur de ϵ_c varie selon le stade de développement de la végétation.

Dans un premier temps, nous avons tâché de déterminer spatialement une valeur de ϵ_c annuelle. En effet, la variabilité de ϵ_c selon le stade phénologique est de moindre impact que sa variabilité selon le site (Gosse et al., 1986).

Par ailleurs, les facteurs suivants traduisent les limitations diverses que peut subir le couvert végétal lors de sa croissance, en termes d'efficacité de conversion réelle, et qui peuvent donc moduler la conversion d'énergie absorbée en matière (Bégué, 1991) :

- la température
- l'alimentation minérale
- le stress hydrique : facteur limitant de l'efficacité de conversion (Bégué, 1991). Il peut être pris en compte par différents indices comme par exemple le Stress Degree Day (SDD) (Steinmetz, 1990) qui est la somme des différences positives entre température de surface et température de l'air. Physiquement, le stress hydrique implique une réduction de la transpiration et donc la fermeture des stomates, et par conséquent une diminution de la photosynthèse.

Certains auteurs (Bégué, 1991 ; Ouaidrai, 1994) déterminent des valeurs de ϵ_c pour des champs de mil ou en jachère (au Sahel), en phase de tallage (apparition de plusieurs tiges à partir de la plantule initiale), montaison et maturation qui varient entre 2 et 5 g/MJ dans le cas du mil.

Le domaine de variation de ϵ_c défini par Tracol et al. (2006) est compris entre 2.5 g/MJ et 7 g/MJ. Des valeurs déterminées sur le terrain (Prince, 1990 ; Gosse et al., 1986 ; Bégué, 1991 ; Ouaidrai, 1994) sont souvent proches voir légèrement inférieures à 2 nous ont conduits à étendre ce domaine à [2 g/MJ ; 7 g/MJ].

Il n'est évidemment pas possible de déterminer expérimentalement ϵ_c pour l'ensemble du Sahel. Nous avons donc choisi de déterminer cette valeur en minimisant les différences entre les LAI simulés par le modèle STEP et les LAI MODIS, que nous considérons alors comme une référence. Les données d'entrée utilisées pour les simulations sont celles décrites précédemment (**3.5.4**, **3.5.5.2**, **3.5.6.1**), en incluant les biomasses initiales définies ci-dessus.

Si, comme mentionné plus haut, nous considérons ϵ_c constant au cours de l'année (i.e. on peut négliger ses éventuelles variations temporelles), nous avons considéré qu'il était plus réaliste de déterminer des valeurs de ce paramètre variant géographiquement sur la ceinture sahélienne. Celle-ci comporte en effet des zones de régime de pluie et de dynamique de végétation distinctes. En effet, si l'on conserve la valeur par défaut pour ce paramètre (5 g/MJ ; cf **3.5.3.1**) et pour toute notre zone d'étude, les différences en termes de LAI entre observations MODIS et simulations de STEP montrent un comportement spatialement contrasté, avec des régions où les différences peuvent être négatives ou positives. Ceci est illustré sur la **figure 3-12** pour le cas du 1^{er} août 2004 (soustraction des LAI observés au LAI simulés).

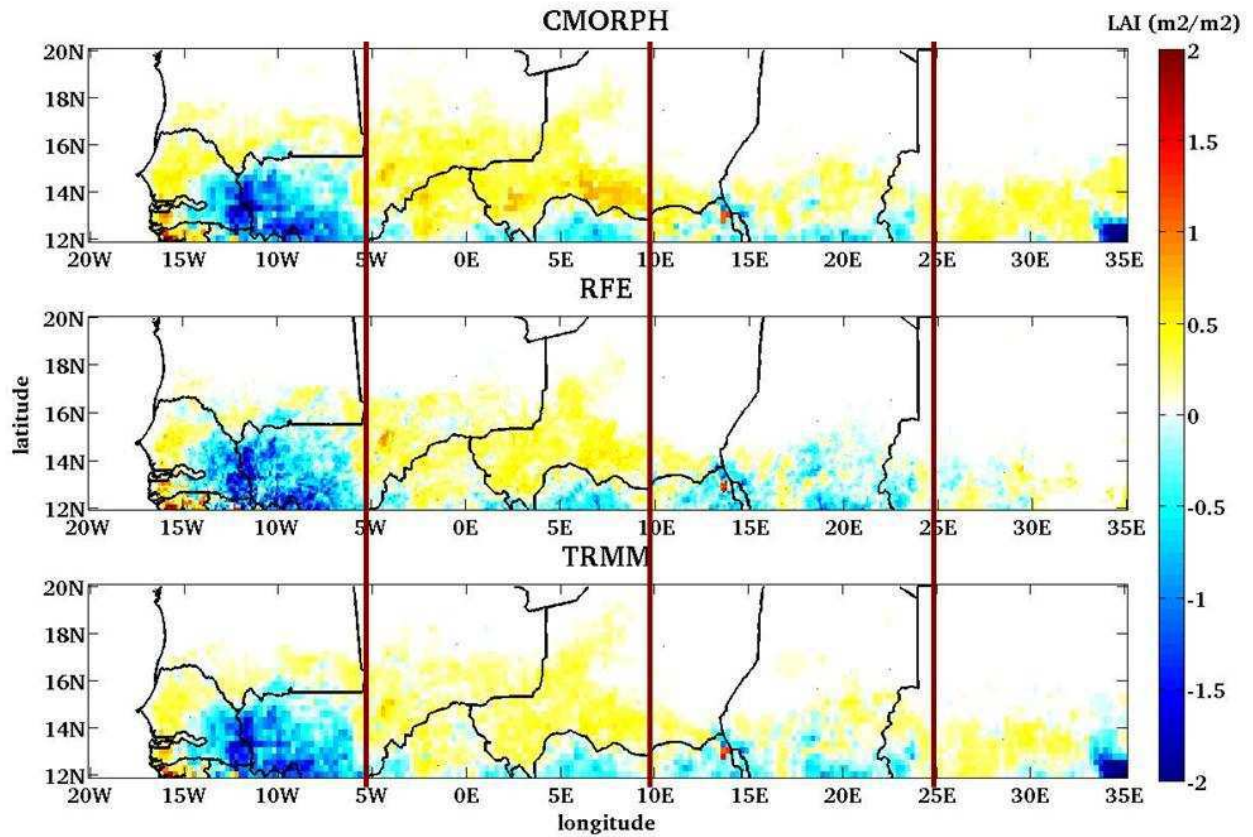


Figure 3-12 : Différences de LAI (m^2/m^2) au 1^{er} août 2004 entre observations MODIS et végétation simulée avec le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas).

Au vu de la **figure 3-12**, 4 zones ont donc été définies parce qu'elles présentaient des différences contrastées entre végétation observée et simulée. Une première zone est délimitée par la côte à l'ouest, et par la longitude 5°W : en effet, à cette longitude, les différences changent de signe, suggérant un changement de comportement dans la réponse du modèle par rapport aux observations. Une deuxième zone est identifiée à l'est de 25°E où, notamment pour CMORPH et TRMM, ces différences changent à nouveau de signe. Une autre délimitation a été fixée à 10°E, et circonscrit ainsi une grande zone, de 5°W à 10°E, où les différences sont essentiellement positives. Ce qui définit donc deux autres zones de 5°W à 10°E et de 10°E à 25°E. Ces délimitations sont représentées par des lignes brunes sur la **figure 3-12**.

Nous avons alors vérifié si ce découpage en zones pour ε_c pouvait correspondre à des zones à régime de pluie distinctes, et donc à des tendances en termes d'écosystèmes distincts. La **figure 3-13** représente les champs de pluie normalisés à partir des cumuls de 2004 à 2007 pour les trois produits de pluie étudiés en **partie 2**.

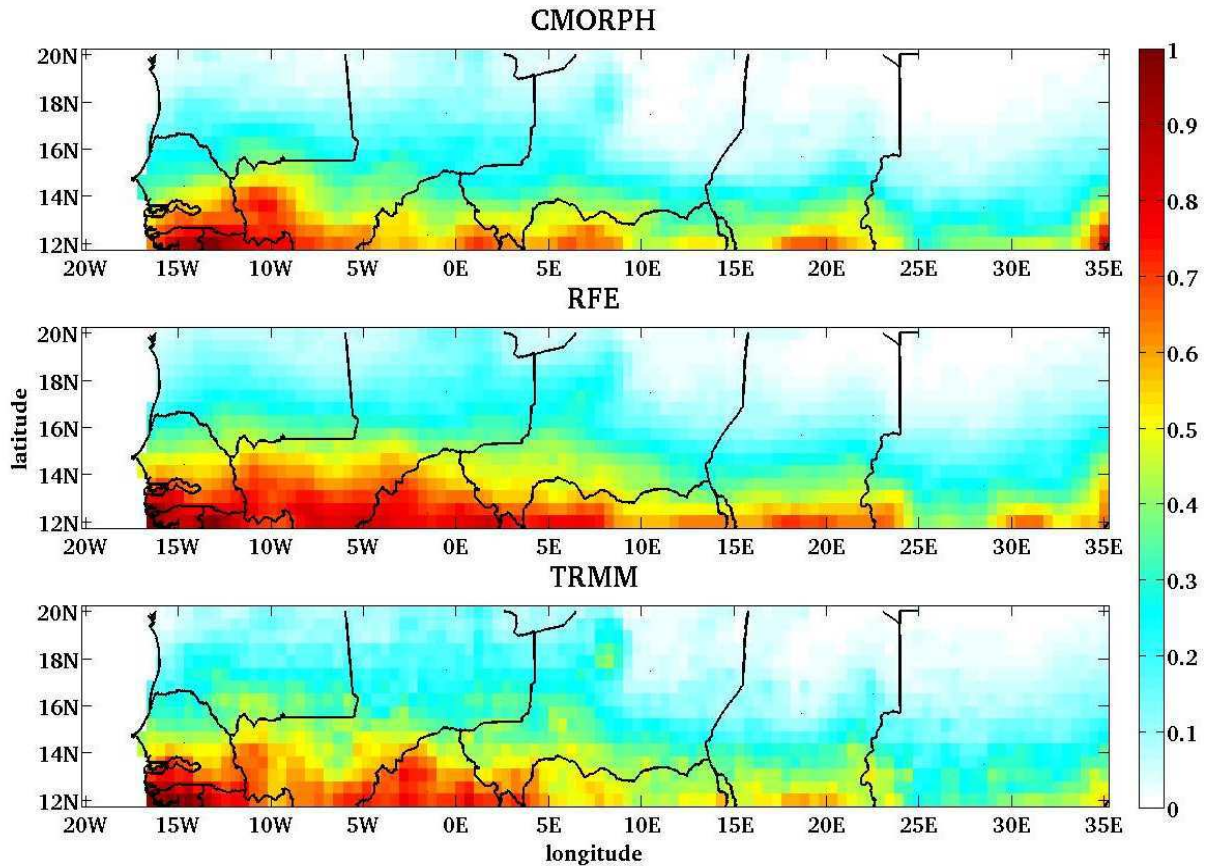


Figure 3-13 : Champs de pluie CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas) cumulés sur les années 2004 à 2007 puis normalisés.

On retrouve effectivement les 4 zones du précédent découpage comme présentant des champs de précipitations distincts: la première zone délimitée par la côte à l'ouest, et par la longitude 5°W en raison d'une discontinuité assez marquée pour CMORPH d'une part et TRMM d'autre part. La deuxième à l'est de 25°E: en effet pour les 3 produits les précipitations sont très faibles à cette longitude, et plus à l'est se trouve un maximum régional du champ de précipitation. Reste une grande zone de 5°W à 25°E, qui contient une autre discontinuité commune aux trois produits de pluie à 10°E.

On désignera donc par Zone 1 (de la côte à 5°W), Zone 2 (5°W à 10°E), Zone 3 (10°E à 25°E) et Zone 4 (25°E à 35°E) les quatre zones ainsi définies.

Nous avons donc déterminé pour chacune de ces 4 zones une valeur de ϵ_c . Pour cela, l'année 2004 est choisie comme année témoin. Pour déterminer une valeur de ϵ_c par produit de pluie sur l'année 2004, on définit la valeur de ce paramètre pour laquelle l'écart entre LAI MODIS et LAI simulés est minimal. Cette différence, appelée résidu, est calculée par la somme des carrés des différences entre LAI MODIS et LAI STEP, pour toutes les mailles de la zone et tous les jours allant du 1er avril au 31 décembre 2004 (i.e. toute l'année hors saison sèche telle que définie en 3.5.6.1).

Nous utilisons ici les LAI MODIS « corrigés » de leur valeur en saison sèche, comme exposé en 3.2.3. Les courbes représentant les résidus en fonction de ϵ_c (figure 3-14) permettent de déterminer, en chacune des 4 zones définies, et pour chacun des 3 produits de pluie utilisés en forçage du modèle

STEP, la valeur du paramètre ε_c permettant de minimiser l'écart entre LAI simulés et LAI MODIS (tableau 3-2).

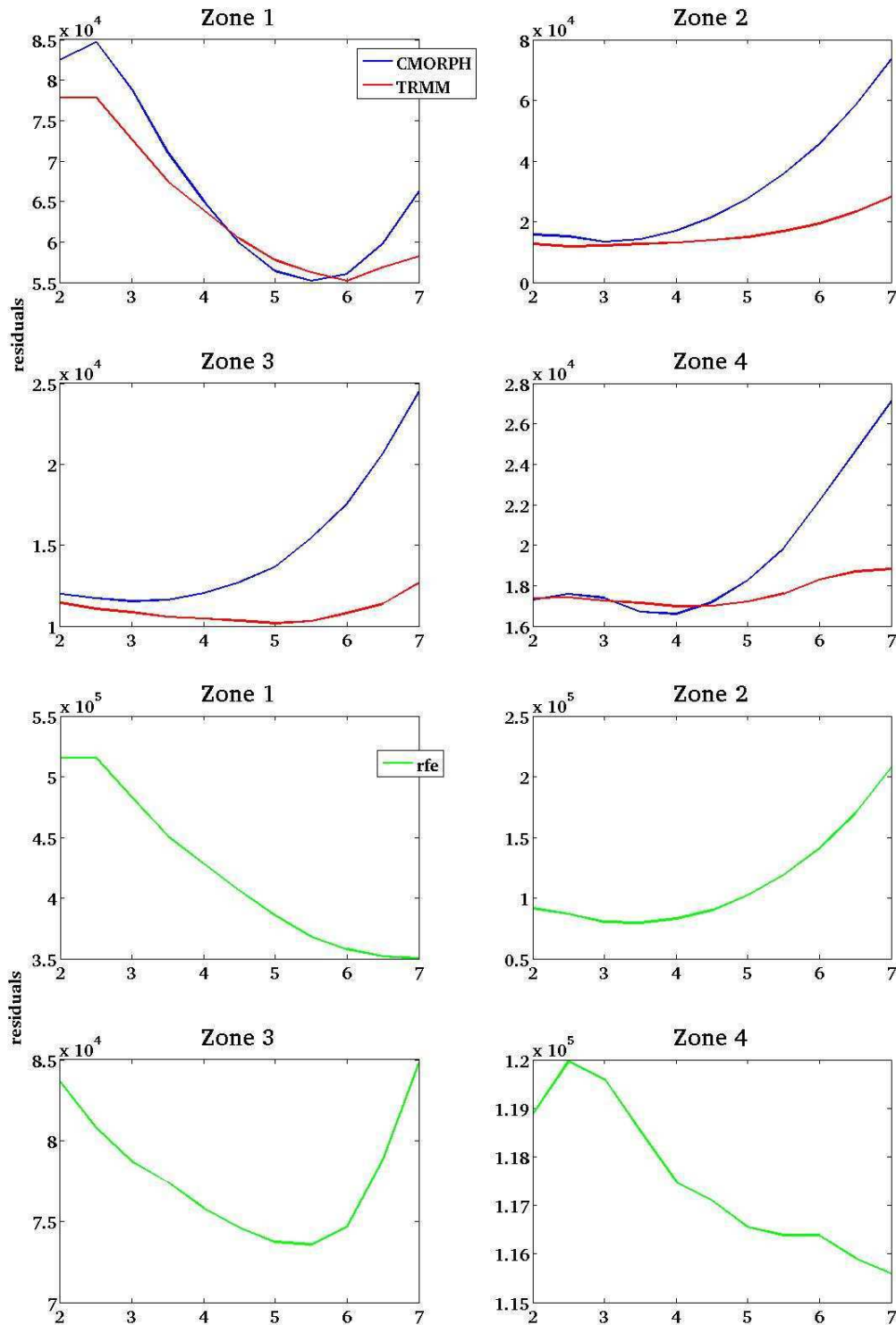


Figure 3-14 : Résidus (sommes quadratiques des écarts entre LAI simulés et LAI MODIS) en fonction de l'efficacité de conversion pour les simulations obtenues avec CMORPH (en haut, courbes bleues), TRMM (en haut, courbes rouges) et RFE (en bas, courbes vertes) pour les zones 1 à 4.

Le calcul des résidus prenant en compte le nombre de mailles, ceux calculés à une résolution de $0.10^\circ \times 0.10^\circ$ ont dû être représentés séparément de ceux calculés à la résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en

effet les valeurs atteintes, n'étant pas cumulées sur le même nombre de mailles, ne sont pas du même ordre de grandeur).

Zone	CMORPH	TRMM	RFE	moyenne
1 (20°W – 5°W)	5.5	6.0	7.0	6.17
2 (5°W – 10°E)	3.0	2.5	3.5	3.0
3 (10°E – 25°E)	3.0	5.0	5.5	4.5
4 (25°E - 35°E)	4.0	4.0	7.0	5.0

Tableau 3-2 : Valeur de l'efficiencia de conversion maximale ε_c (en g/MJ) minimisant les résidus, pour les zones 1 à 4, pour les produits CMORPH, TRMM et RFE, ainsi que la valeur moyenne en chaque zone.

On note que les résidus sont plus importants pour les simulations utilisant le produit CMORPH que pour celles utilisant TRMM sur presque tout l'intervalle de variation du paramètre ε_c , et particulièrement pour les valeurs fortes de ce paramètre. Ceci concorde avec les résultats de la première partie de ce travail, selon lesquels le produit CMORPH surestime fortement les quantités de pluie. En effet, une efficiencia de conversion forte alliée à une surestimation des pluies conduit à une biomasse simulée nettement supérieure à la biomasse réelle. Quant au produit de pluie RFE, il donne lieu par cette méthode à des efficiencias de conversion optimales plus élevées que pour les autres produits de pluie en zones 1 et 4. Ce résultat est également en accord avec les résultats de la première partie, où nous avons remarqué un comportement différent du produit RFE à l'est de la zone d'étude. En effet le produit RFE y est nettement inférieur aux deux autres (alors que sur le reste de la zone il prend des valeurs similaires à celle du produit TRMM) ; par conséquent on peut supposer que RFE sous-estime les quantités de pluie dans cette région. Une valeur relativement forte de l'efficiencia de conversion permet donc d'obtenir, en termes de végétation, une réponse du modèle plus proche des observations MODIS.

Cependant la valeur de l'efficiencia de conversion maximale ne peut dépendre du produit de pluie utilisé. Nous allons donc utiliser la valeur moyenne de ce paramètre en chaque zone. Ces valeurs moyennes varient de 3 à 6.17 g/MJ, et sont donc assez différentes de la valeur par défaut du modèle ($\varepsilon_c = 5$). De plus, il convient d'éviter une trop forte discontinuité spatiale de ce paramètre, ce qui serait le cas dans la zone 2 en conservant la valeur 3.0, nettement distincte des valeurs obtenues pour les zones environnantes (6.17 en zone 1 et 4.5 en zone 3). On choisit donc de retenir une valeur de 4.0 pour la zone 2, afin de limiter cette discontinuité trop peu réaliste.

Lors des simulations sur les années 2005 à 2007, nous ferons par conséquent l'hypothèse que l'efficiencia de conversion maximale est propre à chaque zone et qu'à cette échelle de temps ses variations sont négligeables.

3.6. Simulations régionales

Dans cette partie, nous présentons les résultats de simulations réalisées pour l'année 2004 et en discutons les principales phases et caractéristiques. Cette analyse montrera la nécessité de faire intervenir un jeu de données d'observations de la végétation afin de qualifier les simulations régionales.

Les produits de pluie retenus pour mener à bien ces simulations sont les trois produits satellites étudiés dans la **Partie 2** (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42). En raison de leurs résolutions, aussi bien temporelle (10 jours) que spatiale (0.5°), les champs de valeurs spatialement interpolées à partir de mesures de stations pluviométriques (AGHRYMET) n'ont pas été conservés ici. De plus, la zone couverte par ces jeux de données est nettement moindre que notre zone d'étude (environ la moitié).

3.6.1. Dynamique régionale

Sur l'ensemble de la région, la végétation simulée (**figure 3-15**) présente une dynamique réaliste (Justice et al., 1985 ; Anyamba et al., 2005): des éléments épars de végétation apparaissent aux alentours du 1^{er} juin au centre sud de la zone, avant de former un champ structuré dès le 1^{er} juillet. La limite nord du champ de végétation progresse vers le nord et le couvert végétal augmente alors au cours des semaines qui suivent jusqu'à atteindre un maximum aux alentours du 1^{er} septembre. Au 1^{er} octobre, le champ de végétation devient fortement discontinu sous l'effet de la sénescence. Par ailleurs, les valeurs simulées en termes de LAI, inférieures ou égales à 2, sont dans la gamme des valeurs observées dans la région sahélienne (Fensholt et al., 2004).

De façon générale, on peut conclure que le cycle végétatif régional est reproduit de façon réaliste par le modèle STEP. Cependant on remarque qu'à l'extrémité nord de la zone, la végétation simulée prend des valeurs non nulles entre 15°W et 10°E environ, sans présenter l'allure d'un champ de végétation structuré. Ceci peut être mis en relation avec le biais remarqué en **2.3.1** sur les estimations des pluies par satellite. Il avait été en effet remarqué que les produits satellitaires indiquaient jusqu'à une latitude de 20°N environ des valeurs très faibles de pluie (inférieures à 1 mm/jour) selon toute probabilité imputables à un biais provoqué par les algorithmes de calcul de ces produits.

De plus, nos observations précédentes (**3.2.4**) nous ont amenés à considérer la valeur de LAI de $0.3 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ comme une valeur seuil significative de l'apparition de végétation. Par conséquent, afin de s'affranchir de ce biais à l'extrême nord de notre zone d'étude, qui conduit à un couvert végétal non nul en contradiction avec les observations de terrain, nous ne considérerons par la suite que les LAI simulés supérieurs à cette valeur de $0.3 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$.

Nous allons voir maintenant quelles sont les valeurs maximales atteintes par la végétation simulée, et leurs différences selon le produit de pluie utilisé.

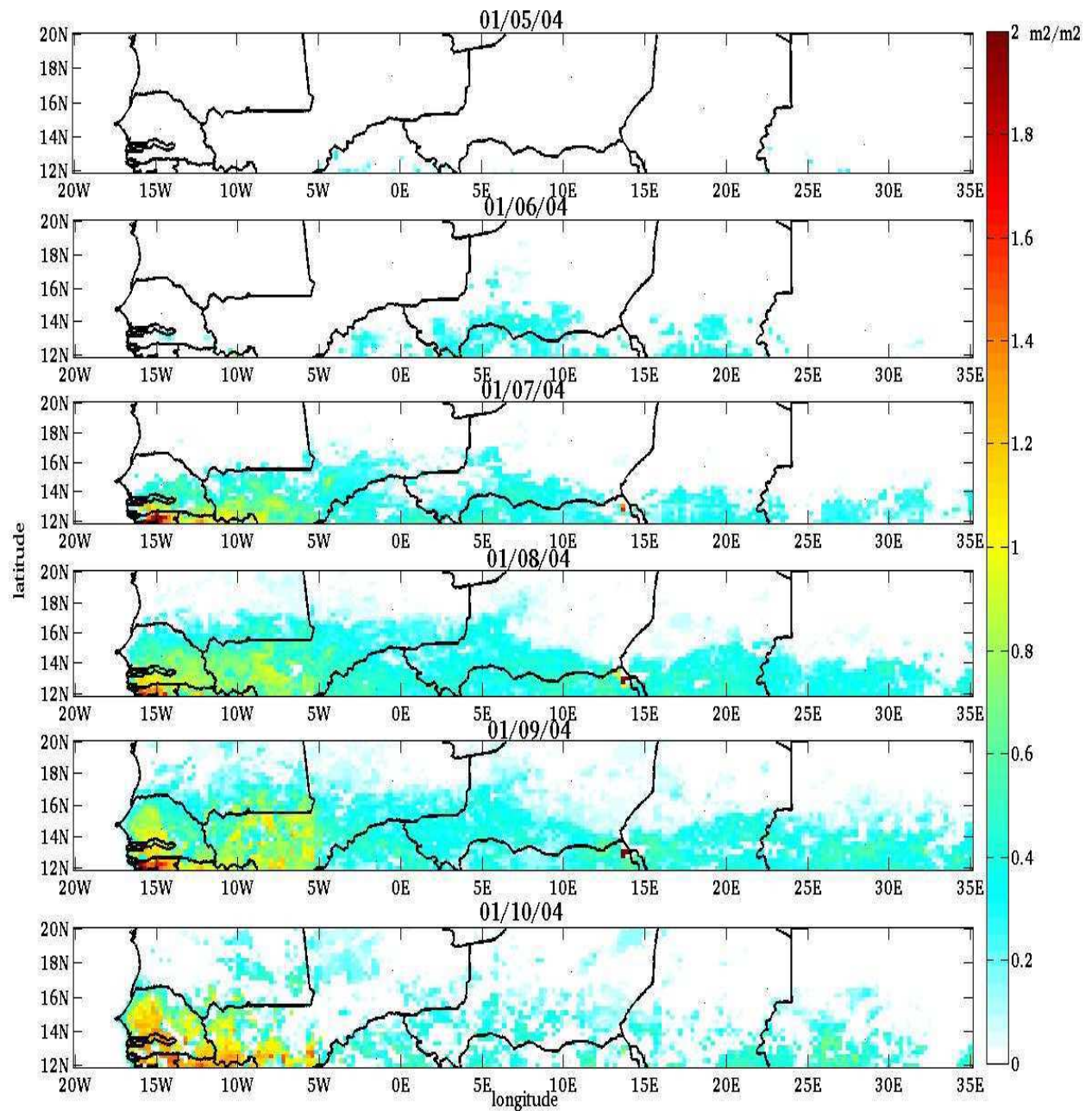


Figure 3-15 : LAI (en m^2/m^2) simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM, aux premiers jours des mois de mai à octobre 2004.

3.6.2. Valeurs maximales

Comme mentionné ci-dessus, la quantité de précipitation est le facteur auquel la végétation sahélienne est la plus sensible. Par conséquent, nous illustrons ici d'une part les valeurs que peuvent atteindre les maxima de la réponse du modèle STEP, et d'autre part la variabilité de ces valeurs maximales et des dates auxquelles elles sont atteintes qui peut être induite par l'usage des différents produits de pluie utilisés.

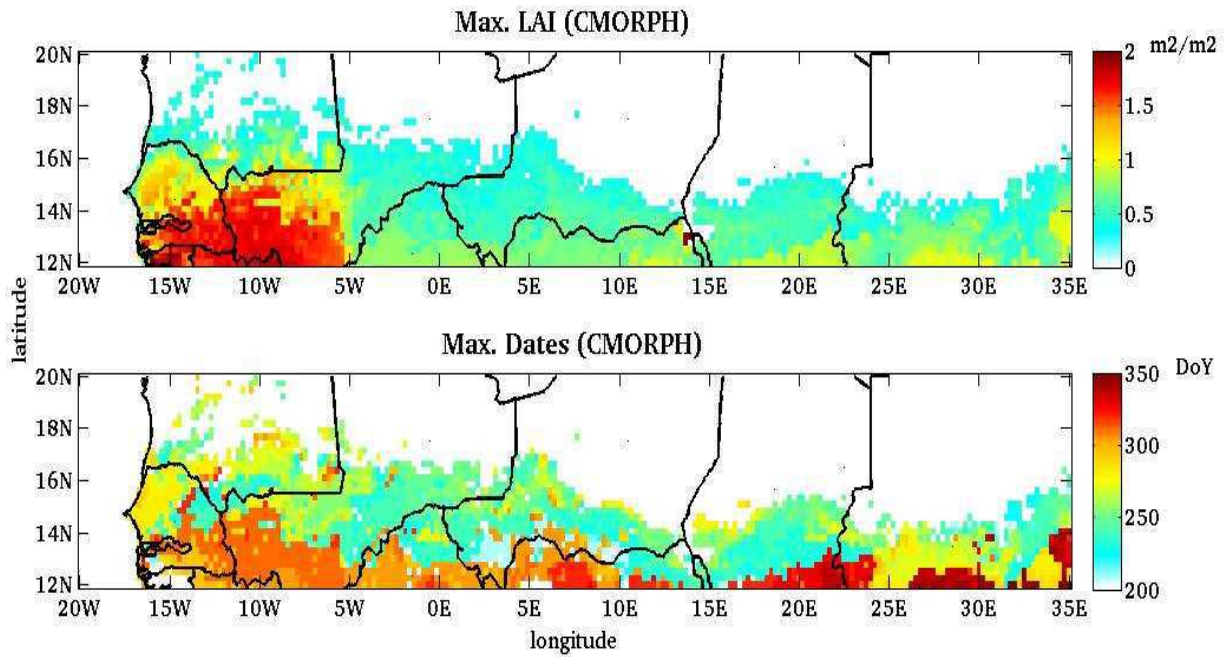


Figure 3-16 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH sur l'année 2004.

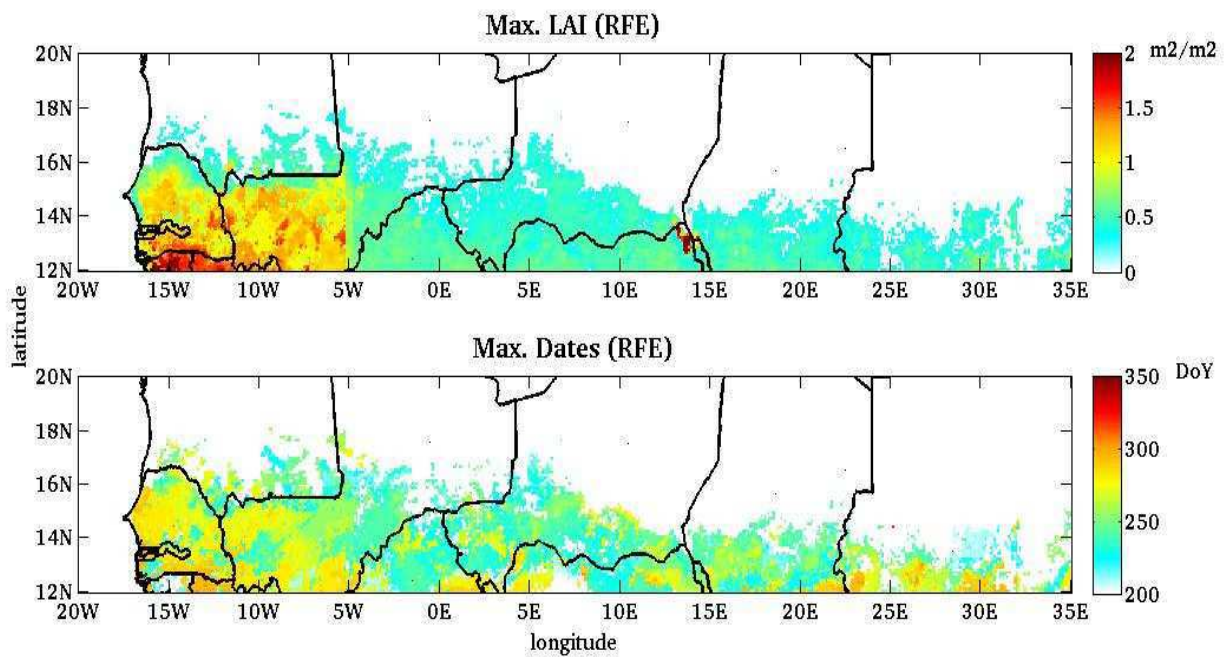


Figure 3-17 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE sur l'année 2004.

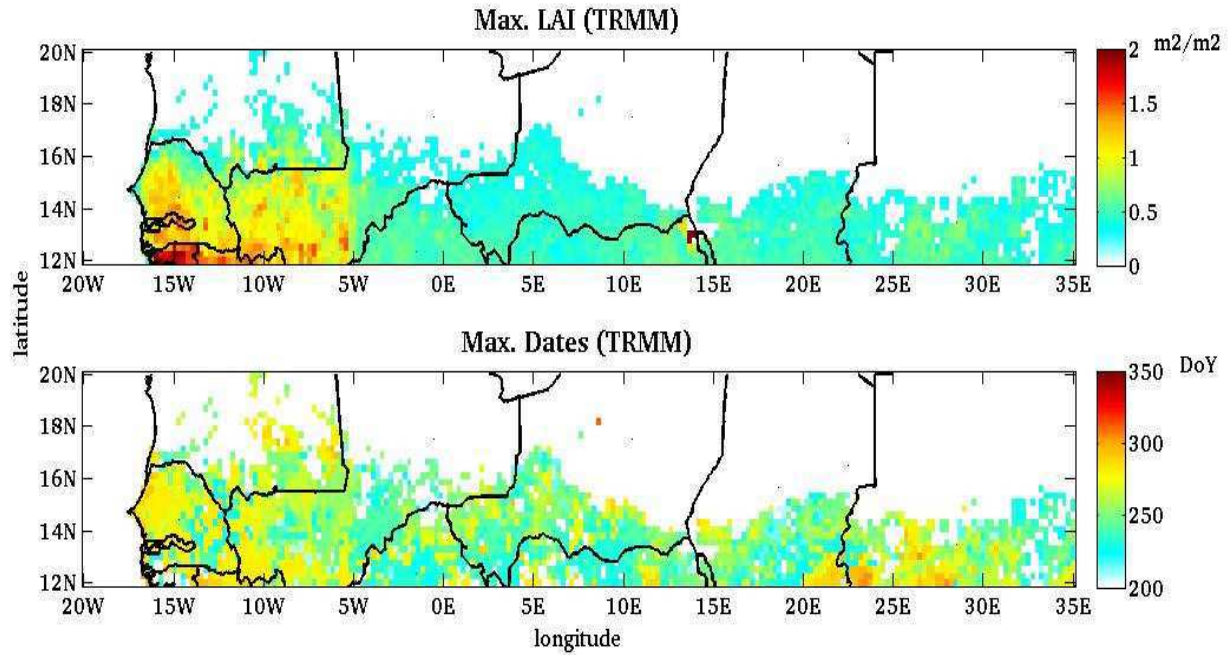


Figure 3-18 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM sur l'année 2004.

La série de **figures 3-16 à 18** illustre bien l'impact de l'usage des trois produits de pluie sur les valeurs maximales des LAI simulés (la plupart des valeurs évoluent entre 0.5 et 2 m².m⁻²) et leurs dates d'atteinte (généralement comprises entre le 250ème et le 300ème jour de l'année).

En termes de maximum de LAI supérieures à 0.3 m².m⁻² pour l'année 2004, respectivement 47%, 43% et 37% de la zone d'étude sont végétalisées pour les simulations effectuées avec les produits de pluie CMORPH, TRMM et RFE. Pour ces mailles végétalisées, 19% des LAI maximum sont supérieurs à 1 m².m⁻² pour CMORPH et RFE, contre 13% pour TRMM. Les plages de couleur blanche correspondent aux mailles qui ne connaissent pas du tout de cycle végétatif au cours de l'année (i.e. leur maximum n'atteint pas 0.3 m².m⁻²). De plus, on remarque une légère discontinuité dans ces valeurs à 5°W, qui provient du zonage établi pour la détermination des valeurs de ε_c (3.5.6.2).

La surface végétalisée et les maxima atteints sont plus importants avec le produit CMORPH. La simulation obtenue avec le produit RFE atteint globalement son maximum de végétation plus rapidement que les autres simulations. Ces observations sont évidemment cohérentes avec les conclusions que nous avons tirées des comparaisons conduites entre les trois produits de pluie, en particulier celles qui soulignaient que le produit CMORPH correspondait aux plus fortes quantités de pluie ou que le produit RFE était celui pour lequel la fréquence de jours de pluie était la plus importante.

L'incertitude sur les pluies reste donc un facteur très limitant pour évaluer la qualité des simulations. En effet, le choix du produit de pluie utilisé pour simuler la végétation influe nettement sur les maxima de LAI simulés et les dates d'atteinte de ces maxima. Un jeu de données d'observation est donc nécessaire à ce stade pour qualifier les simulations de végétation. Dans ce but, nous considérerons que les LAI MODIS constituent une telle référence.

3.7. Comparaisons aux observations satellitaires

Afin d'estimer au mieux la fiabilité de ces simulations de végétation, à l'échelle annuelle comme pluriannuelle, nous devons maintenant élaborer une stratégie de comparaison de ces simulations avec les observations satellitaires MODIS. Les critères de comparaison seront définis dans le but d'évaluer au mieux notre capacité à reproduire la dynamique temporelle et spatiale de la végétation sahélienne et ses conséquences en terme de rugosité de la surface.

3.7.1. Stratégie

L'objectif de cette partie est d'estimer la qualité des simulations de végétation obtenues avec le modèle STEP forcé par différents produits de pluie. Pour ce faire, les observations satellitaires de LAI MODIS seront considérées comme les valeurs de référence. Toutefois, comme mentionné précédemment, la principale limitation de ce jeu de données est une possible surestimation de la végétation en saison sèche (voir Mougin et al., 2009). En accord avec ce qui précède (3.2.4), les LAI MODIS sont « corrigés » de leur valeur maximum au cours de la saison sèche. Dans tout ce qui suit, les valeurs de références pour la comparaison avec les simulations seront donc les LAI MODIS corrigés de leur valeur moyenne de saison sèche supérieurs à leur déviation standard sur la saison sèche. D'autre part, la valeur $0.3 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ est retenue comme le seuil au delà duquel un LAI simulé peut être considéré comme un indicateur significatif de l'apparition de végétation, et seules les valeurs simulées respectant ce critère seront prises en compte dans ce qui suit.

Pour comparer simulations de végétation et observations satellitaires, nous avons défini les critères suivants :

- afin de vérifier l'accord global de la structure du champ de végétation simulé avec les observations au cours du temps : la position de la limite nord du champ de végétation et la dynamique temporelle de cette limite,
- pour estimer la qualité de l'accord simulations/observations en termes de dynamique du cycle végétatif à l'échelle régionale : les dates de démarrage de végétation et d'atteinte du maximum de végétation,
- dans le but de vérifier que le modèle reproduit de façon quantitative les augmentations de végétation observées : les valeurs du LAI 15 jours après le début de croissance ainsi qu'au maximum.

Nous prêterons ainsi une attention particulière aux résultats de ces comparaisons en début de saison des pluies. En effet, la finalité de ce travail est d'estimer la rugosité dynamique de la surface en zone sahélienne, afin de quantifier les émissions de particules minérales sous l'effet de l'érosion éolienne. Il se trouve que la plupart des événements donnant lieu à des émissions de poussières au Sahel ont lieu en début de saison des pluies (juin-juillet) (Rajot, 2001 ; Marticorena et al., 2010) c'est-à-dire avant que le sol ne soit suffisamment recouvert par la végétation herbacée et donc protégé de l'érosion éolienne.

Ces comparaisons porteront tout d'abord sur l'année 2004 pour les simulations obtenues avec les 3 produits de pluie, puis à l'échelle pluriannuelle sur la période 2004 à 2007. Cette dernière étape a notamment pour but de déterminer si le modèle permet de bien représenter la variabilité interannuelle du champ de végétation.

3.7.2. Résultats pour l'année 2004

3.7.2.1. Structure : position de la limite nord du champ de végétation

L'étude de la position de la limite nord du champ de végétation et de sa dynamique nous permet de vérifier si le modèle STEP génère à l'échelle régionale un champ de végétation dont la structure globale est cohérente avec celle des observations. Plus précisément, nous testons ainsi si la zone de végétation, et donc la transition de la zone sahélienne vers le désert, est bien co-localisée entre les simulations et les observations.

La position du front d'avancée de la végétation herbacée verte (en termes de LAI résultant des simulations STEP et des observations MODIS), au 1^{er} jour de chaque mois pendant la saison des pluies peut être considéré comme un bon indicateur de la qualité du modèle à reproduire la dynamique de pousse de la végétation au fur et à mesure de l'installation de la mousson.

Nous avons défini, pour les observations MODIS, la position de ce front d'avancée comme la limite nord pour laquelle 3 mailles consécutives de 0.25° (7 mailles consécutives de 0.1°) indiquent une augmentation de LAI (corrigé de son maximum en saison sèche) supérieure à sa déviation standard sur la saison sèche. Cette définition de seuil de végétation permet de repérer les valeurs correspondant à une maille végétalisée.

Les sorties du modèle ne présentant pas de « bruit » ni de variabilité pendant la saison sèche, nous sommes amenés à procéder autrement pour définir la position de cette limite. Pour les simulations, le front de végétation est défini comme la limite nord où trois mailles consécutives de 0.25° (7 mailles consécutives de 0.1°) indiquent une valeur de LAI simulés supérieure à $0.3 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$.

Le choix consistant à considérer la limite nord du champ de végétation comme correspondant à la maille la plus au nord de la série de trois mailles successives végétalisées a évidemment des implications fortes sur les résultats. Utiliser trois mailles pour discriminer la position du front est nécessaire pour identifier un front continu qui se distingue du « bruit » du signal. Par contre, cette démarche a tendance à minorer légèrement la position en latitude du front. Néanmoins, cette « norme » de trois mailles étant appliquée aussi bien aux LAI simulés qu'aux LAI déduits de MODIS, le même biais éventuel est introduit sur les deux produits et ne devrait donc pas trop affecter les comparaisons.

Ces comparaisons ont été conduites au travers de graphes de densités de la localisation du front (**figures 3-19 à 21**). Les mailles où la limite nord du champ de végétation est localisée, y sont représentées selon leur latitude, et leur nombre cumulé en chaque couple de position est indiqué selon un code de couleurs.

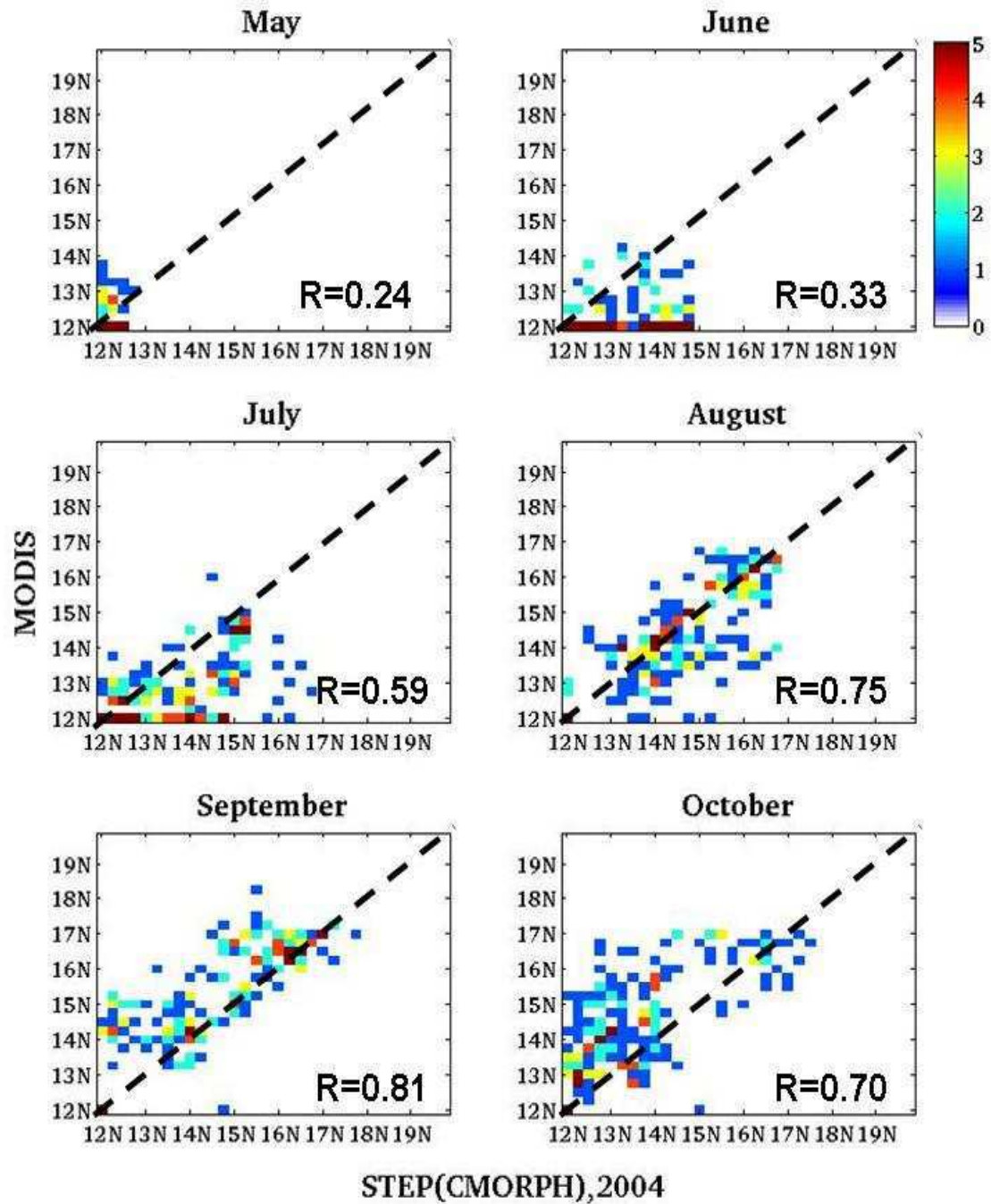


Figure 3-19 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=220 ; en pointillés, droite de pente 1).

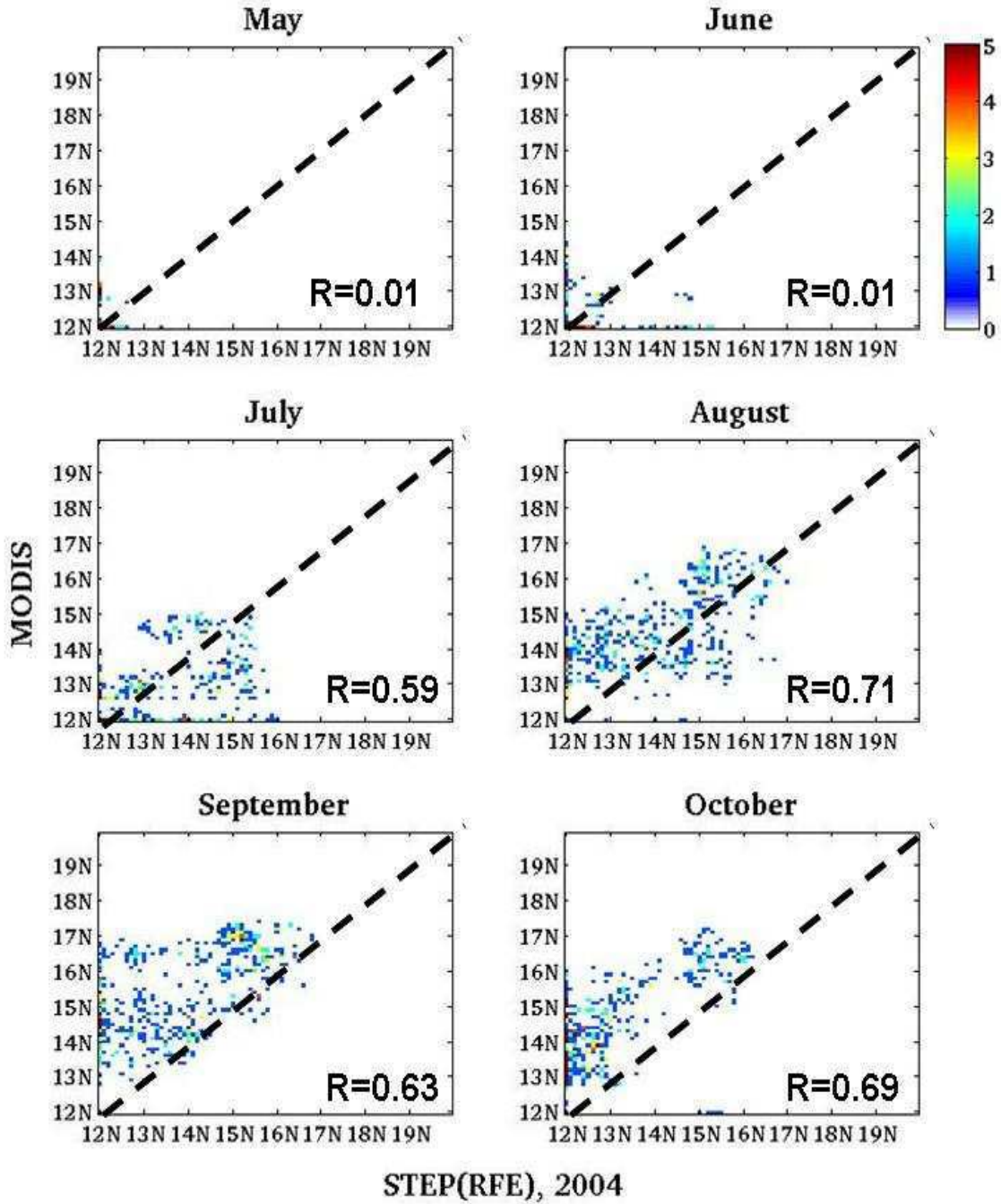


Figure 3-20 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=550 ; en pointillés, droite de pente 1).

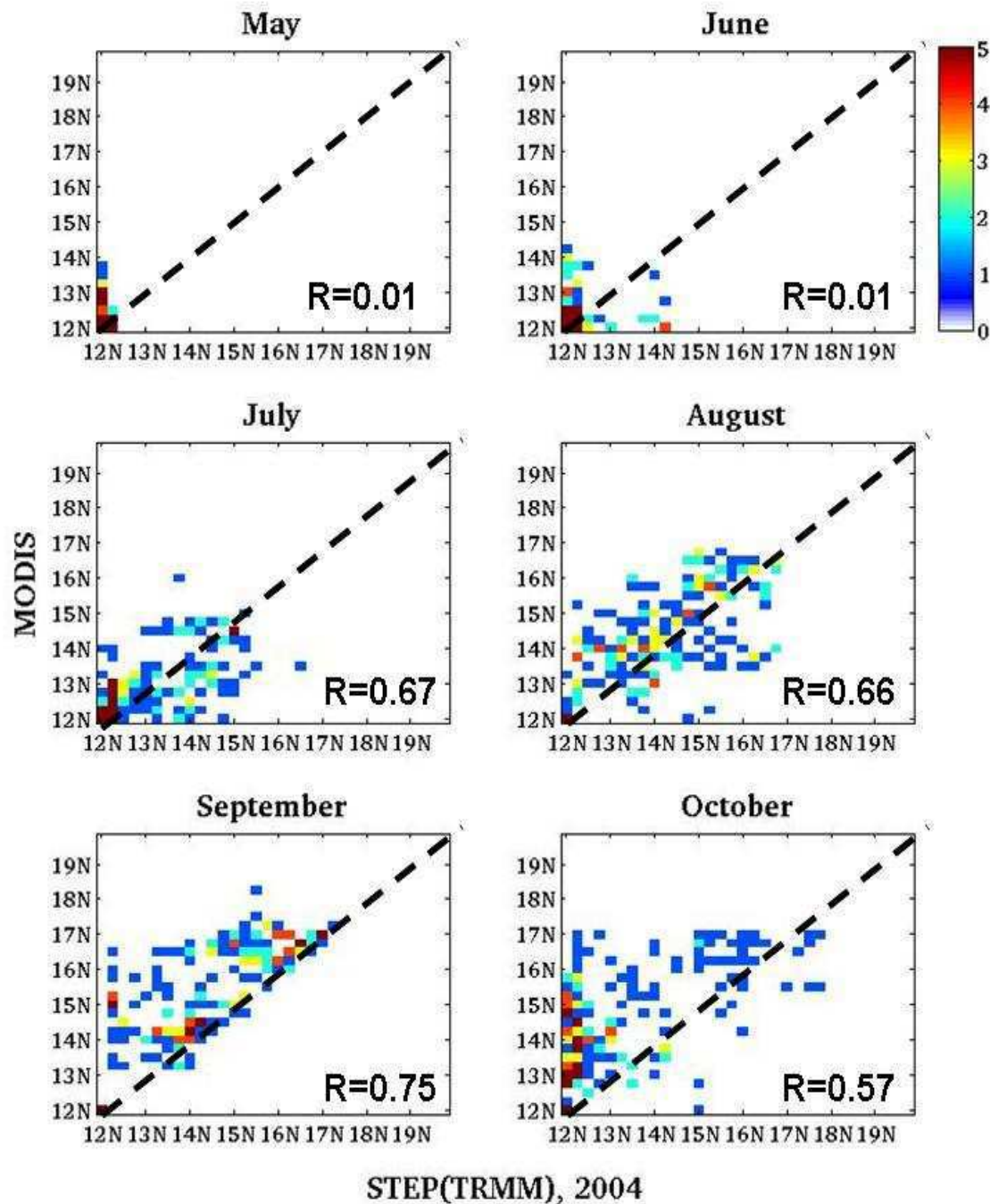


Figure 3-21 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=220 ; en pointillés, droite de pente 1).

Quel que soit le produit de pluie utilisé, début mai, la végétation est quasi absente aussi bien dans les simulations que sur les observations MODIS. Au 1^{er} juin un champ de végétation apparaît. Celui-ci se propage légèrement plus au nord d'après les simulations (jusqu'à 15°N) que selon les observations (environ 13.5°N). Il est cependant encore très éparé et peu structuré, et les coefficients de corrélations au carré demeurent très faibles voire nuls. En effet, jusqu'à cette période, les pluies ont été très peu abondantes, voire absentes, sur une grande partie de la zone. Pendant les 3 mois suivants (juillet, août et septembre), la végétation est bien établie et l'accord est bon entre simulations et observations en termes de localisation de la limite nord du champ de végétation : la corrélation est de

l'ordre de 0.7 à 0.8. Au 1^{er} octobre, la sénescence intervient et conduit à un aspect plus discontinu de la limite nord du champ de végétation. Toutefois l'accord demeure bon entre simulations et observations MODIS (corrélation de l'ordre de 0.6 à 0.7) : le modèle reproduit donc de façon plutôt satisfaisante cette phase de sénescence.

La délimitation latitudinale du champ de végétation et son déplacement au cours de l'année sont donc bien reproduits par le modèle. Quant aux différences liées à l'usage des 3 produits de pluie, elles se traduisent par de légères variations des coefficients de corrélation entre simulations et observations. En effet cette corrélation atteint son maximum au 1^{er} août pour RFE (0.71) et au 1^{er} septembre pour CMORPH (0.81) et TRMM (0.75). Lors de la phase de sénescence, au 1^{er} octobre, elle est de l'ordre de 0.7 pour CMORPH et RFE, 0.6 pour TRMM.

Cependant, la limite nord du champ de végétation est localisée plus au nord aux 1^{ers} août et septembre pour les observations MODIS que pour les simulations. Nous allons examiner plus précisément ce biais en examinant les variations longitudinales de la position de ce front.

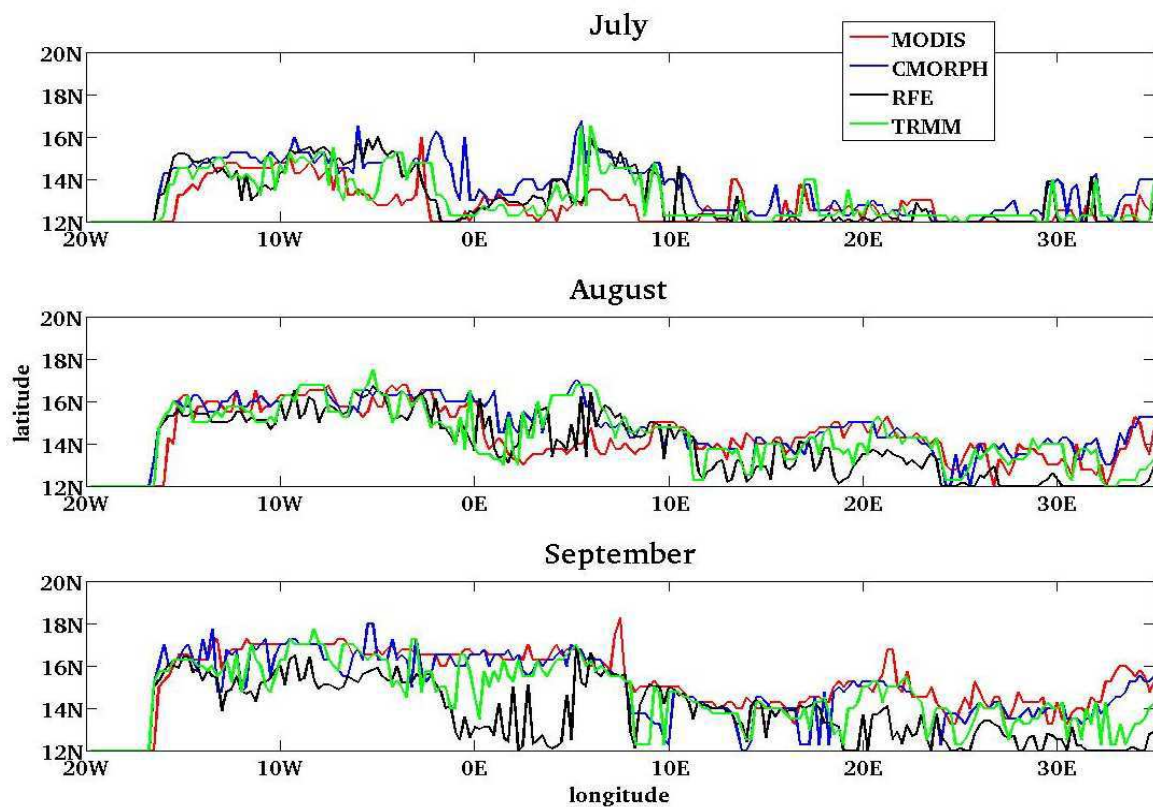


Figure 3-22 : Localisation de la limite nord du champ de végétation en fonction de la longitude d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), RFE (noir) et TRMM (vert) aux 1^{er} juillet, 1^{er} août et 1^{er} septembre 2004.

Si l'on considère la position de la limite nord du front de végétation pour les LAI MODIS (c'est-à-dire non plus intégrée en longitude), on constate qu'au cours des mois de juillet et août, cette limite progresse vers le nord de la zone (**figure 3-22**). Au 1^{er} septembre, sa position n'a pas sensiblement changé par rapport au 1^{er} août mais montre une structure moins continue d'ouest en est. Cette évolution est bien reproduite par la végétation simulée, quelque soit le produit de pluie employé.

On observe également que cette limite nord du champ de végétation d'après les observations MODIS présente une orientation nord-ouest/sud-est, et que cette orientation est elle aussi bien reproduite par les simulations, quelque soit le produit de pluie utilisé pour forcer le modèle STEP. Toutefois, au 1^{er} août, l'accord est particulièrement bon entre LAI MODIS et simulation avec CMORPH. Les simulations avec RFE se démarquent des observations et des autres simulations au 1^{er} septembre, notamment avec une position de la limite du front très au sud pour les zones comprises entre 0°E et 10°E et entre 20°E et 30°E.

Ainsi le biais observé sur la série de figures précédentes (**figures 3-19 à 21**) est dû à des écarts essentiellement localisés dans la partie est de la zone (principalement entre 20°E et 35°E), à l'exception de la simulation utilisant le produit de pluie RFE qui, au 1^{er} septembre, indique une limite nord nettement plus au sud que les observations sur l'ensemble de la zone.

Quel que soit le produit de pluie avec lequel nous forçons le modèle, la végétation simulée est en bon accord en termes de structure avec les observations satellitaires MODIS. Nous allons donc maintenant considérer la dynamique de la végétation simulée sur la zone d'étude, c'est-à-dire les distributions des dates caractéristiques du cycle végétatif sur l'ensemble de la région.

3.7.2.2. Dynamique : dates de démarrage et d'atteinte du maximum

Les distributions cumulées des dates de démarrage de pousse de la végétation pour l'année 2004 pour les simulations réalisées avec les trois produits de pluie sont représentées **figure 3-23**. Le démarrage de la croissance de la végétation est défini pour les simulations comme le 1^{er} jour pour lequel la biomasse simulée est supérieure ou égale à la biomasse initiale B_{g0} , à condition que la maximum atteint en cette maille dépasse $0.3 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ en termes de LAI. En effet, ceci indique que le modèle déclenche un cycle végétatif.

Pour les observations MODIS, le démarrage de la croissance est repéré lorsque l'augmentation du LAI par rapport à sa valeur maximale en saison sèche dépasse la valeur de la déviation standard de saison sèche (même méthode que pour la détection du front de végétation, **3.7.2.1**). Les distributions cumulées de ces dates sont représentées en pourcentages relatifs à l'ensemble de la zone végétalisée au cours de l'année. La zone végétalisée représente respectivement 51 % (MODIS), 48 % (CMORPH), 39% (RFE) et 47% (TRMM) de la zone d'étude.

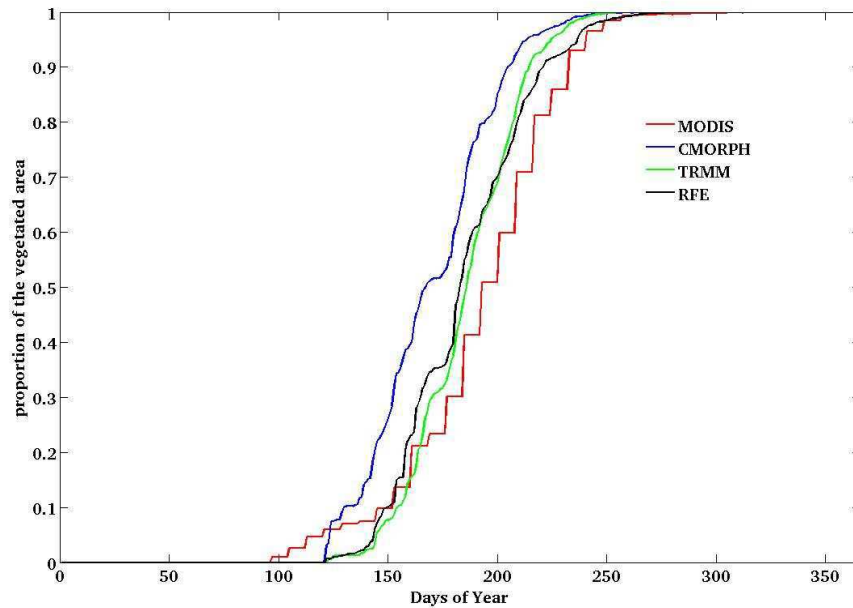


Figure 3-23 : Distributions cumulées des dates de démarrage de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour l'année 2004.

La résolution temporelle des LAI étant de 8 jours, la distribution cumulée présente un aspect en « échelle » que n'ont pas les distributions cumulées des simulations réalisées avec un pas journalier. Les courbes de distribution des dates de démarrage de la végétation des simulations et celle correspondant aux observations satellitaires ont globalement une allure similaire. Elles démarrent entre les jours 100 et 125, présentent avec un point d'inflexion suivi d'une forte hausse aux alentours du 140^{ème} jour de l'année et ont toutes atteint 100% (de la zone végétalisée) à partir du jour 250. Le modèle de végétation reproduit donc bien cette dynamique du démarrage, à l'échelle régionale.

Les distributions des dates de démarrage de la végétation pour les simulations obtenues avec les pluies issues de TRMM et RFE montrent un comportement très proche : le premier point d'inflexion se trouve aux alentours du 140^{ème} jour de l'année (fin mai), juste avant que la végétation ne commence à pousser sur une très grande partie de la zone. Après le 200^{ème} jour (mi-juillet), la végétation recouvre environ la moitié (85% pour CMORPH, 51% pour MODIS, 70% pour RFE, 69% pour TRMM) de la surface qui sera finalement végétalisée.

La simulation effectuée avec le produit CMORPH montre un démarrage brutal et plus précoce que les deux autres produits. En effet, au 150^{ème} jour de l'année (début juin), 26% de la surface qui sera finalement végétalisée est déjà végétalisée (contre 8% avec TRMM, 10% avec RFE et pour MODIS à cette date). Ce décalage de la simulation obtenue avec CMORPH est maintenu tout au long de l'année. Par exemple, la croissance a commencé sur la moitié de la surface végétalisée au 168^{ème} jour de l'année pour la simulation avec CMORPH, contre les 183^{ème} et 186^{ème} jour avec RFE et TRMM, et le 193^{ème} jour pour les observations MODIS. Autrement dit le décalage temporel entre simulations et observations est alors de l'ordre de 10 à 20 jours.

La **figure 3-24** reporte les distributions des dates d'atteinte du maximum de végétation. Pour les 3 simulations comme pour les observations, le premier point d'inflexion intervient aux environs du 200^{ème} jour de l'année (mi-juillet). Les observations MODIS présentent une augmentation très rapide de la proportion de la surface végétalisée atteignant son maximum aux alentours du 240^{ème} jour, alors que la réponse du modèle, quel que soit le produit de pluie, indique une pente moins forte, c'est-à-dire une augmentation plus progressive de la surface végétalisée.

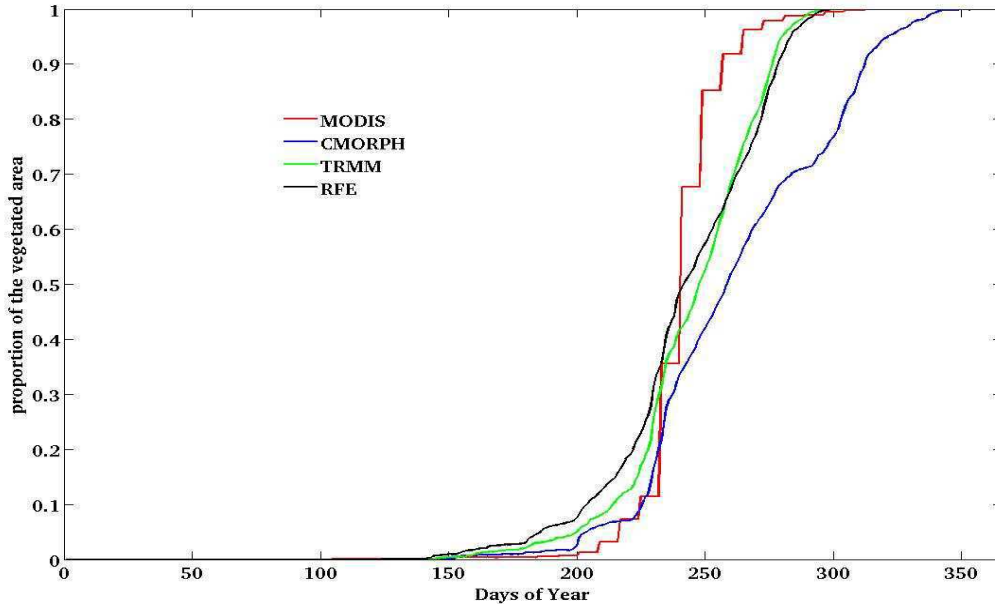


Figure 3-24 : Distributions cumulées des dates de maximum de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour l'année 2004.

Par ailleurs, 1% de ces mailles végétalisées atteignent leur maximum avant le 200^{ème} jour de l'année pour MODIS, 2% pour CMORPH, 5% pour TRMM et 8% pour RFE. Si l'on considère la proportion de mailles végétalisées atteignant leur maximum avant le 250^{ème} (300^{ème}) jour de l'année, cela représente alors 42% (77%) pour CMORPH, 53% (100%) pour TRMM, 57% (100%) pour RFE et 85% (99%) pour MODIS.

En termes de décalage temporel, le maximum est atteint sur la moitié de la surface végétalisée au 241^{ème} jour de l'année pour les observations MODIS, contre les 242^{ème} et 248^{ème} jour avec RFE et TRMM, et le 259^{ème} jour avec CMORPH. Autrement dit le décalage temporel entre simulations et observations est alors de l'ordre de 3 à 15 jours.

Les simulations avec les produits TRMM et RFE présentent donc des réponses très similaires en termes de dynamique de la végétation, aussi bien au début du cycle végétatif qu'à son maximum. Leurs courbes de distribution des dates d'atteinte du maximum de végétation sont aussi plus proches de celle des observations MODIS que celle obtenue avec CMORPH. Toutefois, un décalage prononcé, pouvant atteindre 2 à 3 semaines, apparaît en termes de démarrage et de maximum de la végétation pour ce produit.

Pour l'année 2004, étudiée ici, la végétation simulée présente donc une dynamique en bon accord avec les observations de LAI MODIS, non seulement en termes de structure du champ de végétation, mais également en terme de dynamique du cycle végétatif sur l'ensemble de la région. La simulation obtenue en utilisant le produit CMORPH pour forcer STEP se démarque des autres par un démarrage plus prématuré que pour les 2 autres produits pendant une grande partie de l'année. Afin de mieux évaluer les zones où ces différences se situent, nous allons maintenant examiner la distribution spatiale des valeurs de LAI observées et simulées.

3.7.2.3. Début de croissance

Le démarrage de la végétation sur l'ensemble de la zone a lieu entre le 100^{ème} et le 250^{ème} jour de l'année environ (cf 3.7.2.2), selon la latitude principalement. Le gradient des dates de démarrage de la végétation est bien reproduit par le modèle (**figure 3-25**), ainsi que les ordres de grandeurs de ces dates, pour l'année 2004. Cependant, au nord du champ de végétation, le démarrage a lieu plus tardivement d'après les observations (entre le 230^{ème} et le 250^{ème} jour de l'année) que d'après le modèle (aux environs du 200^{ème} jour). Ceci pourrait être dû à une végétation pérenne présente dans la zone nord-sahélienne et qui se développe plus tardivement que la strate annuelle, typiquement en octobre et qui peut apparaître dans les observations MODIS.

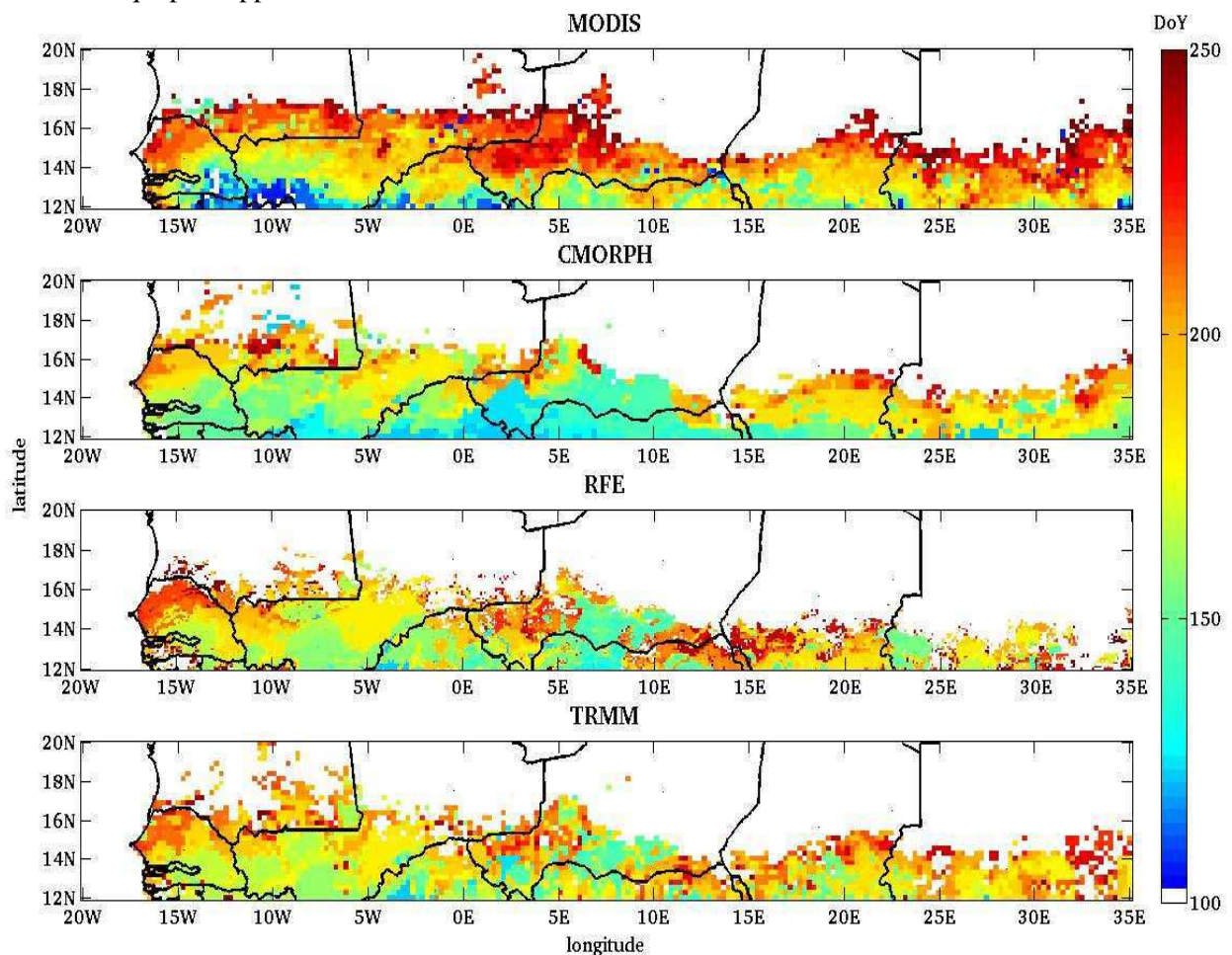


Figure 3-25 : dates de démarrage en jour de l'année (Day of Year – DoY) de la végétation en 2004 d'après les LAI MODIS (haut), et d'après les simulations obtenues avec le modèle STEP forcé par les produits de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas).

Tout au sud de la zone, la précocité du démarrage (aux alentours du 100^{ème} jour de l'année) est bien reproduite par la simulation utilisant CMORPH, mais moins bien par les deux autres simulations (démarrage dans cette région aux alentours du 150^{ème} jour).

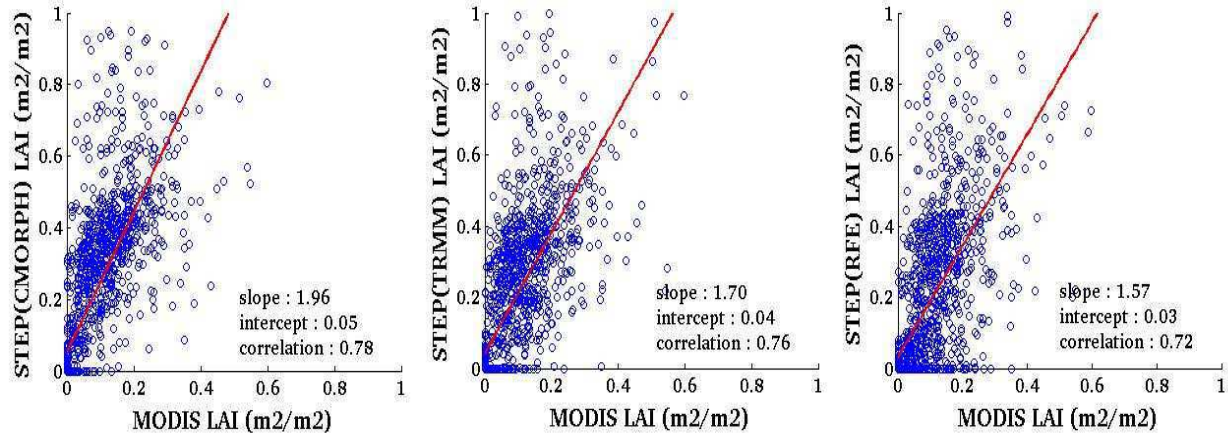


Figure 3-26 : graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs des LAI 15 jours après le démarrage de la végétation, simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5°, pour l'année 2004 (n~1600).

Afin d'estimer si les valeurs de LAI lors du démarrage de pousse étaient bien reproduites par le modèle, nous avons représenté leur valeur 15 jours après la date de démarrage (en chaque maille), en fonction des LAI MODIS, également 15 jours après leur date de démarrage (**figure 3-26**). Autrement dit cette représentation ne tient plus compte de l'accord en termes de date de démarrage entre observations et simulations de la végétation, mais cherche à montrer si le modèle simule correctement le début du cycle végétatif. Ces valeurs ont par ailleurs été agrégées à l'échelle de 0.5°x0.5° afin de mener des comparaisons homogènes.

Les jeux de valeurs ainsi obtenus pour le modèle sont bien corrélés avec les observations, avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0.8 quelque soit le produit de pluie. Cependant, les pentes sont toutes nettement supérieures à 1, montrant que ces faibles valeurs de LAI (généralement inférieures à 0.5 m².m²) sont surestimées par le modèle de près d'un facteur 2.

3.7.2.4. Quantités : valeur du maximum

Le maximum annuel de végétation en termes de LAI est représenté **figure 3-27**, pour les 3 simulations ainsi que les observations satellitaires.

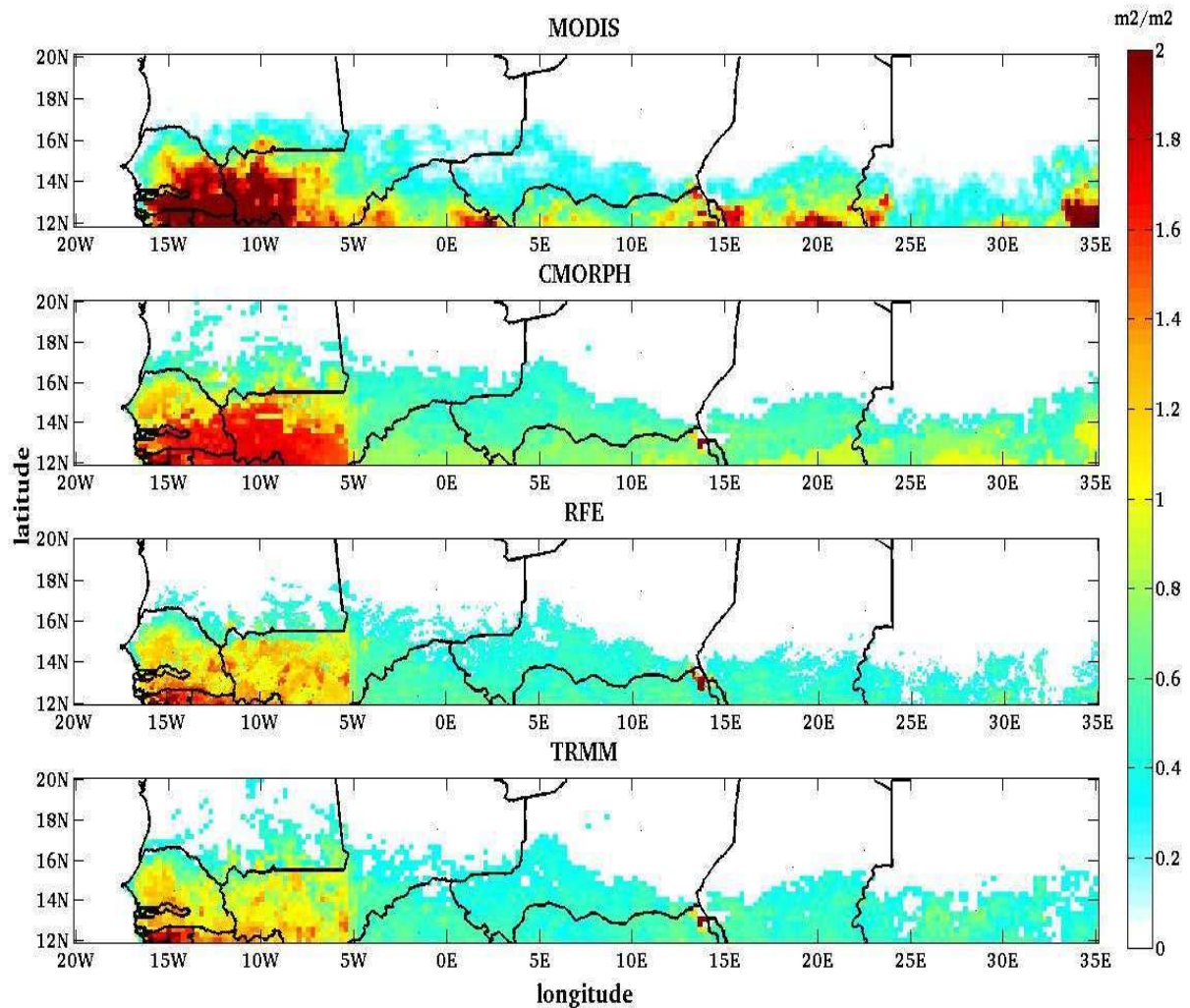


Figure 3-27 : Valeurs maximales des LAI MODIS (haut) et des LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) sur l'année 2004.

Les 3 simulations présentent une structure de champ des maxima de végétation similaire à celle des observations MODIS : les plus fortes valeurs sont localisées sur une zone située au sud-ouest alors qu'une bande latitudinale pas ou très peu végétalisée demeure au nord (de 18°N à 20°N). Comme déjà signalé, les champs de végétation obtenus avec CMORPH et TRMM s'étendent plus au nord que les observations mais avec de très faibles valeurs de LAI.

La simulation avec CMORPH conduit à davantage de valeurs fortes. En effet, des LAI maximaux supérieurs à $1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ sont atteints pour 12% de la zone d'après les observations MODIS, 9% de la zone pour les simulations forcées par CMORPH, 6% pour celles forcées par TRMM, et 7% pour RFE. Quant aux LAI supérieurs à $1.5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$, ils sont atteints sur 6% de la zone pour les LAI MODIS, 5% pour ceux simulés avec CMORPH, et 1% pour les simulations forcées par TRMM et RFE.

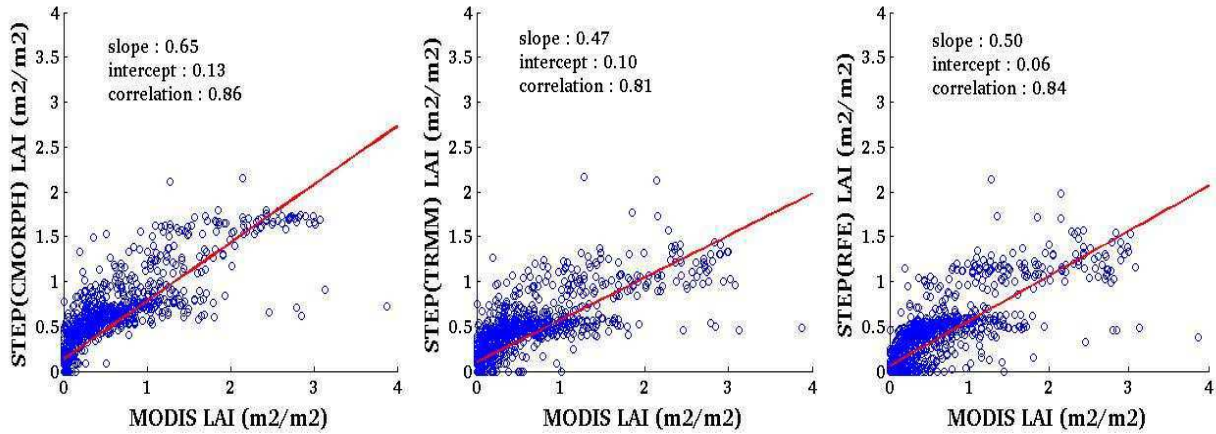


Figure 3-28 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs maximum des LAI simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5° , pour l'année 2004 ($n \sim 1600$).

Afin de comparer les maximum de LAI observés et simulés de façon équivalente (en terme de nombre de données) pour les trois simulations, les valeurs ont été agrégées à la résolution de 0.5° . La **figure 3-28** représente les graphes de dispersion de ces valeurs de LAI maximum agrégées à cette résolution. Les corrélations entre observations et simulations sont remarquablement bonnes, de l'ordre de 0.8 (avec $n \sim 1600$). Par contre, les pentes des régressions linéaires sont sensiblement inférieures à 1, traduisant une sous-estimation des LAI maximum dérivés de MODIS par les simulations, de l'ordre de 35% avec les produits CMORPH, mais de l'ordre de 50% avec les produits TRMM et RFE. Il est important de rappeler ici que l'efficacité de conversion a été « ajustée » sur l'année 2004 en minimisant l'écart entre LAI MODIS et LAI simulés sur l'ensemble des valeurs de LAI (et pas seulement sur les valeurs maximales). On peut donc en déduire que le modèle ne reproduit pas au mieux les maxima de végétation. On note également que les valeurs les plus fortes sont prises dans la partie sud, mais surtout sud-ouest de la zone. Et en effet, on observe sur la **figure 3-28** que ce sont surtout les plus fortes valeurs de LAI maximums qui sont sous-estimées par le modèle.

Par ailleurs, les valeurs de LAI en début de croissance sont surestimées par le modèle par rapport aux observations MODIS (**3.7.2.3**). Ceci suggère que, au niveau régional, les simulations présentent un cycle végétatif plus étalé dans le temps que ces observations. Afin de vérifier ces hypothèses, nous avons représenté des séries temporelles simulées et observées, le long d'un transect à la latitude 13°N (**figure 3-29**).

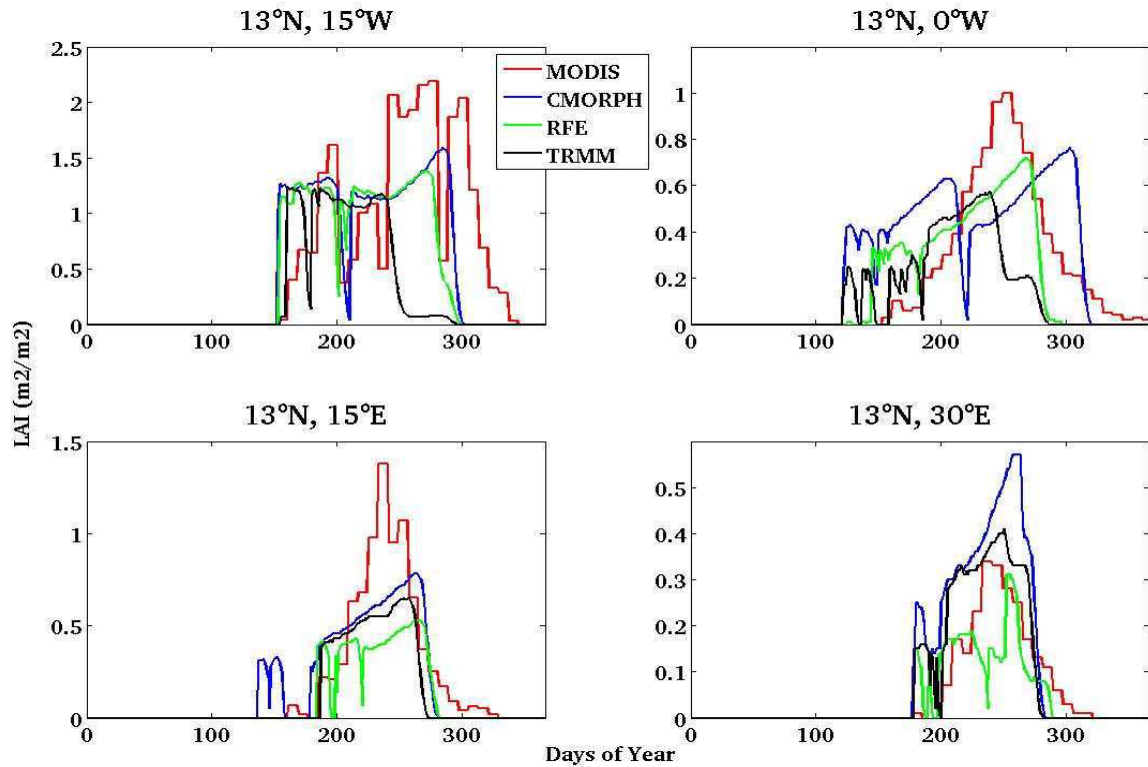


Figure 3-29 : Evolution temporelle des LAI observés (MODIS) et simulés par le modèle STEP forcé par les produits de pluie CMORPH (bleu), RFE (vert) et TRMM (noir) en 2004 pour différentes longitudes le long de la latitude 13°N.

L'allure globale du cycle végétatif est assez bien reproduite par le modèle à l'échelle d'une maille. Pour 3 des 4 cas illustrés, la réponse du modèle est en effet supérieure aux observations en début de croissance, alors qu'elle est inférieure aux observations au maximum de végétation. Ceci peut être dû, au moins en partie, à la méthode de détermination de la biomasse initiale, qui, comme déjà remarqué plus haut, conduit à de fortes valeurs de ce paramètre. La sénescence est également plus rapide pour le modèle que pour les observations.

De plus, dans certains cas (e.g. CMORPH en 13°N ; 0°W), le modèle semble parcourir deux cycles végétatifs, ce qui n'est pas le cas des observations. Rappelons ici que la recherche numérique de la date de fructification, dans le modèle, se fait à partir de 30 jours de croissance végétale, contre 90 dans la version précédente. Ce facteur serait donc à étudier plus spécifiquement, mais dépend des espèces végétales en présence, ce qui rend particulièrement difficile sa détermination à l'échelle régionale. De plus, ces observations concernent le produit CMORPH, déjà remarqué pour sa forte surestimation des quantités de pluie, notamment (**partie 2**). Cette surestimation peut conduire à une fructification simulée prématurée.

3.7.2.5. Conclusion

Ces comparaisons entre végétation simulée avec le modèle STEP et observations satellitaires MODIS ont mis en lumière plusieurs caractéristiques des simulations. Quelque soit le produit de pluie utilisé, un champ de végétation apparaît et s'étend spatialement vers le nord de façon cohérente avec

les observations MODIS ; la phase de sénescence est également bien reproduite par le modèle en termes de structure du champ de végétation.

La dynamique globale du cycle végétatif est également correctement reproduite à l'échelle régionale, aussi bien concernant le démarrage de la végétation que l'atteinte de son maximum. Quant aux valeurs maximales de LAI, elles sont globalement bien restituées par le modèle, avec toutefois une sous-estimation systématique des valeurs les plus fortes.

Le choix du produit de pluie utilisé pour forcer le modèle STEP joue peu sur ces comparaisons entre LAI MODIS et LAI simulés. Le produit CMORPH se démarque cependant des autres par deux éléments antagonistes : d'un côté il produit un moins bon accord en termes de dynamique avec les observations (démarrage et maximum de végétation prématurés), mais d'un autre il permet un meilleur accord en termes de valeurs des LAI maximums.

Enfin, il est ici particulièrement important de bien quantifier la rugosité de la surface due à la végétation pour de faibles couverts végétaux (c'est-à-dire aux alentours du 1^{er} juin pour l'ensemble de la zone, puis surtout dans sa partie nord). Il s'agit en fait de la période correspondant au point d'inflexion des courbes de distribution des dates de démarrage de la végétation pour les observations et les simulations. On a vu que l'accord en termes de date était satisfaisant, cependant la proportion de la zone concernée par ce démarrage de végétation varie entre simulations et observations, ainsi qu'entre les simulations elles-mêmes.

Nous allons dans ce qui suit étudier l'évolution de ces comparaisons sur la période 2004 à 2007, afin de s'assurer que les conclusions tirées des comparaisons effectuées pour l'année 2004 reste valides à l'échelle pluriannuelle. Ceci nous permettra également de mieux caractériser les contraintes à apporter aux simulations afin de reproduire au mieux le couvert végétal dans le but d'estimer la rugosité de la surface, avec la meilleur précision possible, notamment en début de saison des pluies.

3.7.3. A l'échelle pluriannuelle : 2004-2007

3.7.3.1. Structure : position de la limite nord du champ de végétation

A l'échelle pluriannuelle, les principales caractéristiques des comparaisons, observées pour l'année 2004, demeurent. En termes de structure, le meilleur accord entre MODIS et simulations STEP a lieu pour les 1^{er} août ou septembre, selon le produit de pluie utilisé pour réaliser les simulations (**figures 3-30 à 32**).

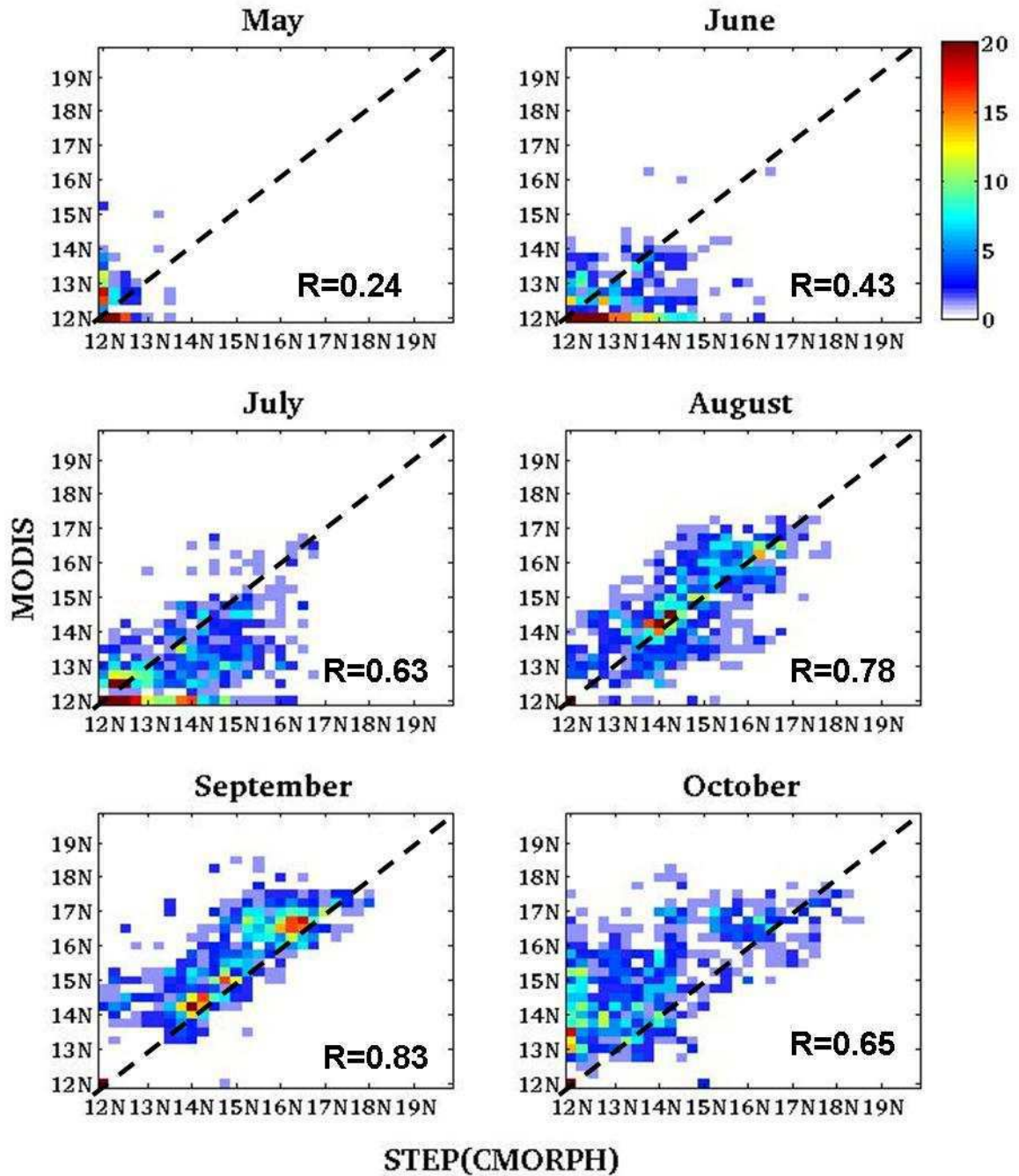


Figure 3-30 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 ($n=880$; en pointillés, droite de pente 1).

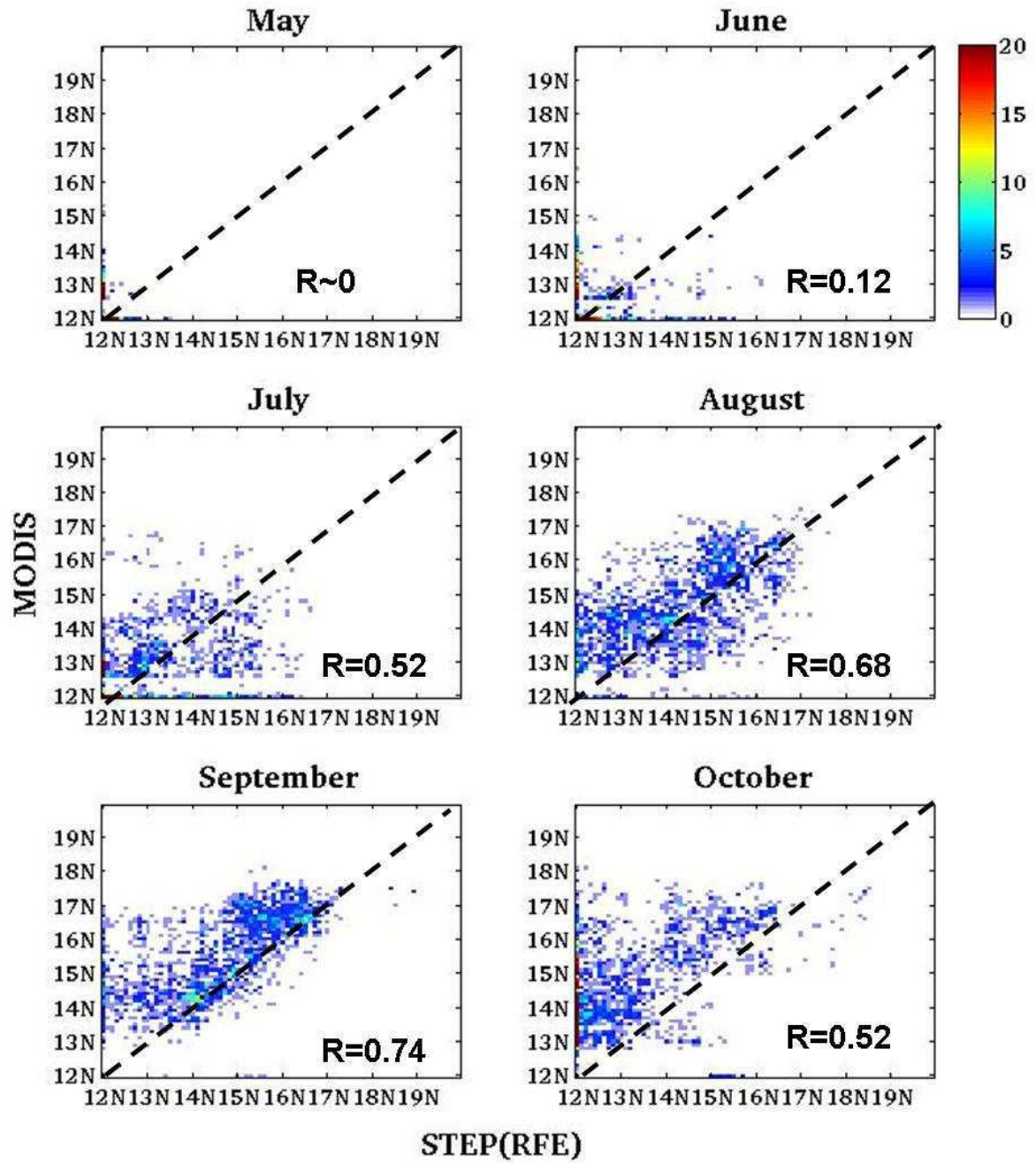


Figure 3-31 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 (n= 2200 ; en pointillés, droite de pente 1).

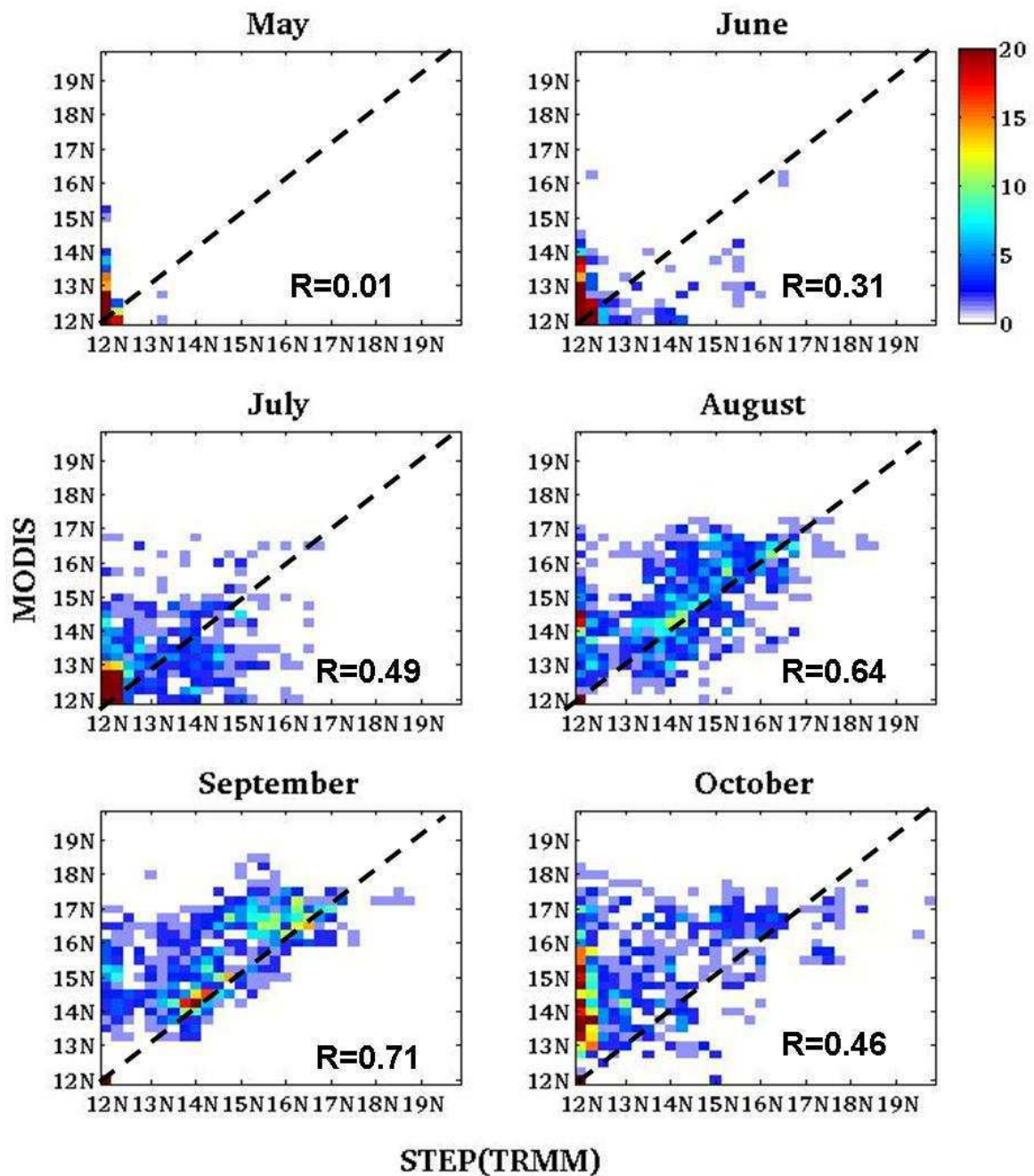


Figure 3-32 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 (n=880 ; en pointillés, droite de pente 1).

On observe de plus que la localisation de la limite nord du champ de végétation est moins bien corrélée entre végétation simulée avec TRMM au cours des années 2005 à 2007 avec la végétation observée MODIS que pour l'année 2004 (particulièrement en 2005, non représenté ici). Le phénomène inverse se produit pour les simulations obtenues avec le produit RFE, avec une meilleure corrélation pour les années 2005 à 2007 que pour 2004. Cependant les coefficients de corrélation restent de

l'ordre de 0.6 à 0.8 dès que le couvert végétal est bien développé (à partir du mois de juillet). Ces mêmes corrélations sont plus stables au cours des années pour les simulations obtenues avec le produit CMORPH.

De plus, la localisation de la limite nord du champ de végétation est peu variable au cours des années pour un même mois pour les observations MODIS (**figures 3-33 à 35**). Celles-ci montrent en effet une très faible dispersion de la localisation de cette limite. Ceci est encore plus remarquable pour le 1^{er} septembre, c'est à dire aux environs du maximum de végétation. Toutefois, les simulations obtenues avec TRMM et RFE présentent une dispersion assez prononcée de la position de la limite nord du champ de végétation.

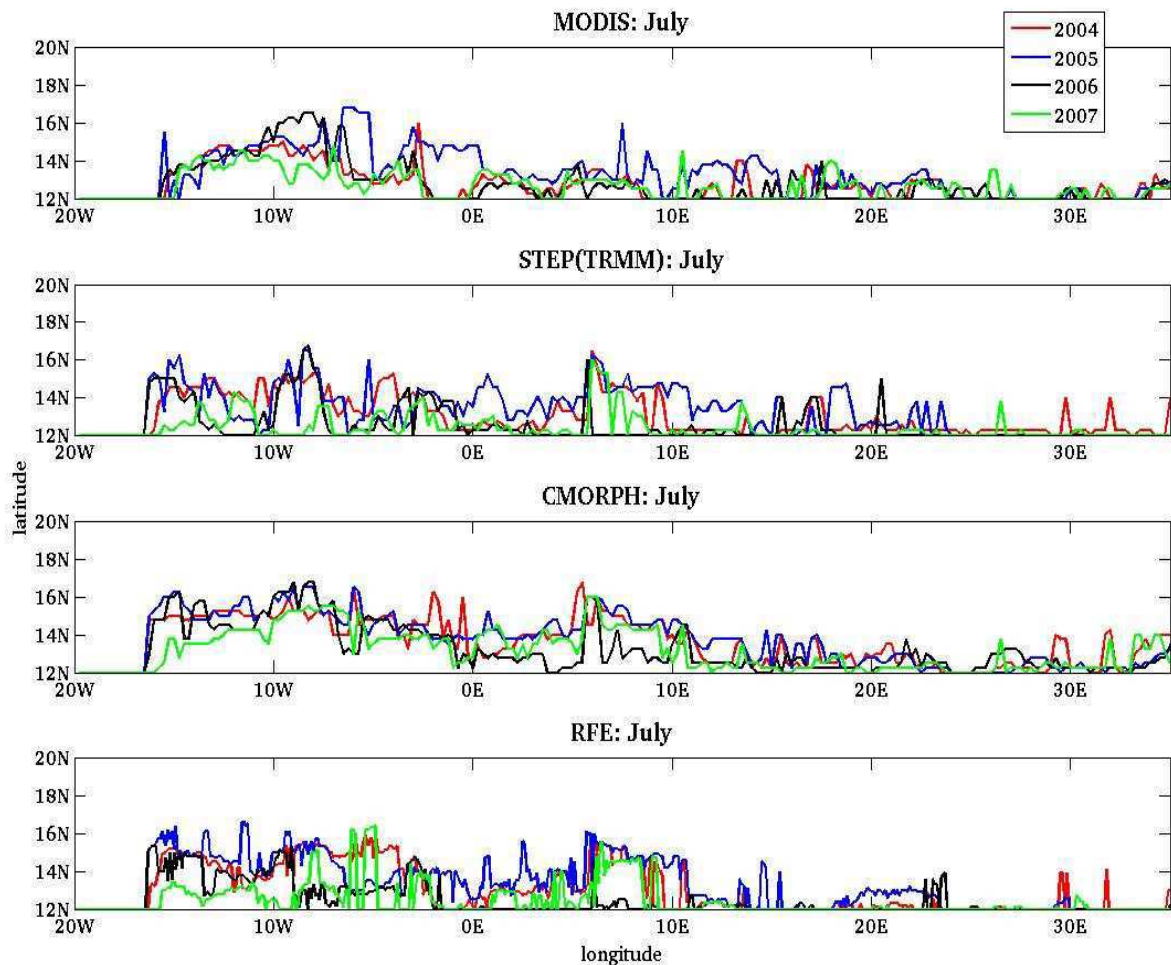


Figure 3-33 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} juillet 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

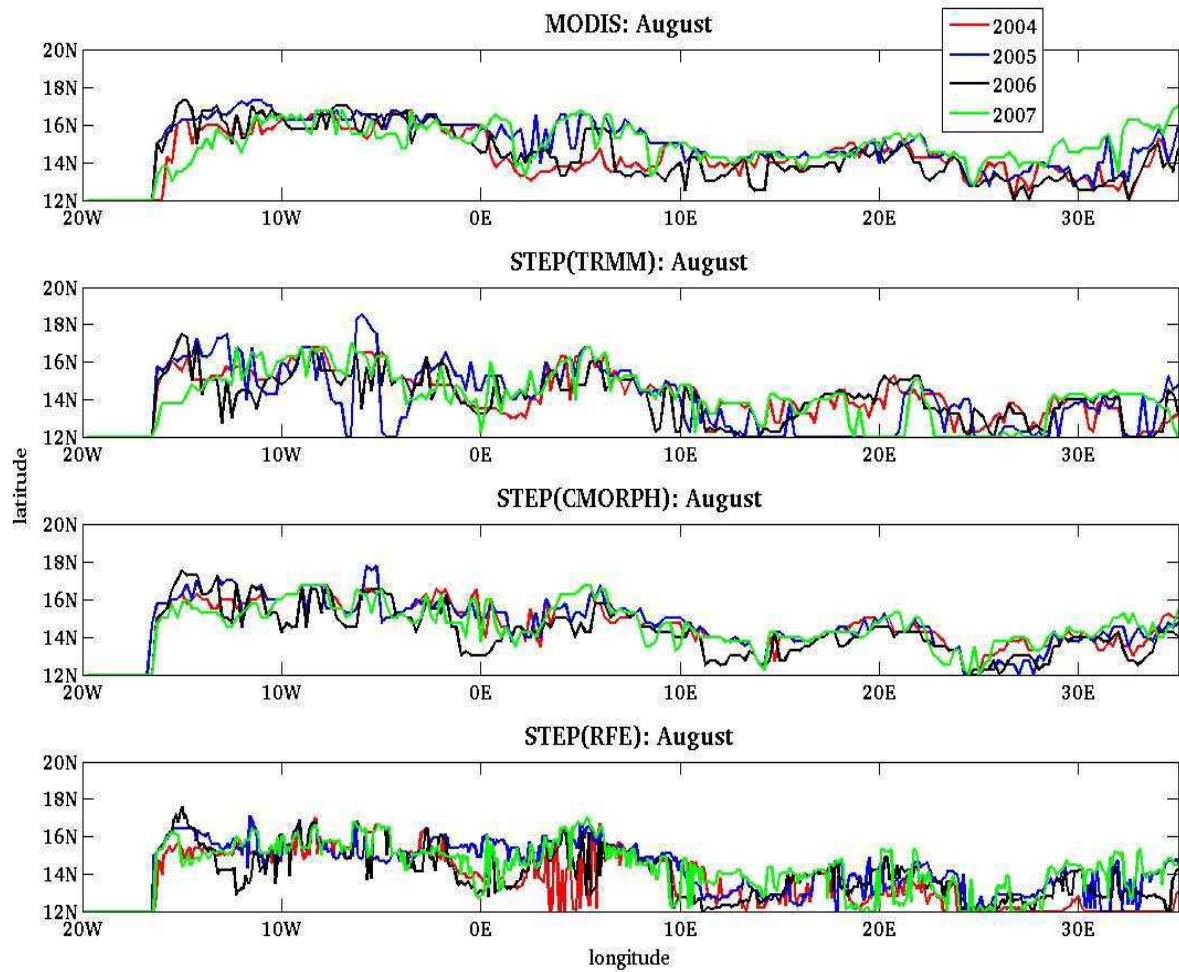


Figure 3-34 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} août 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

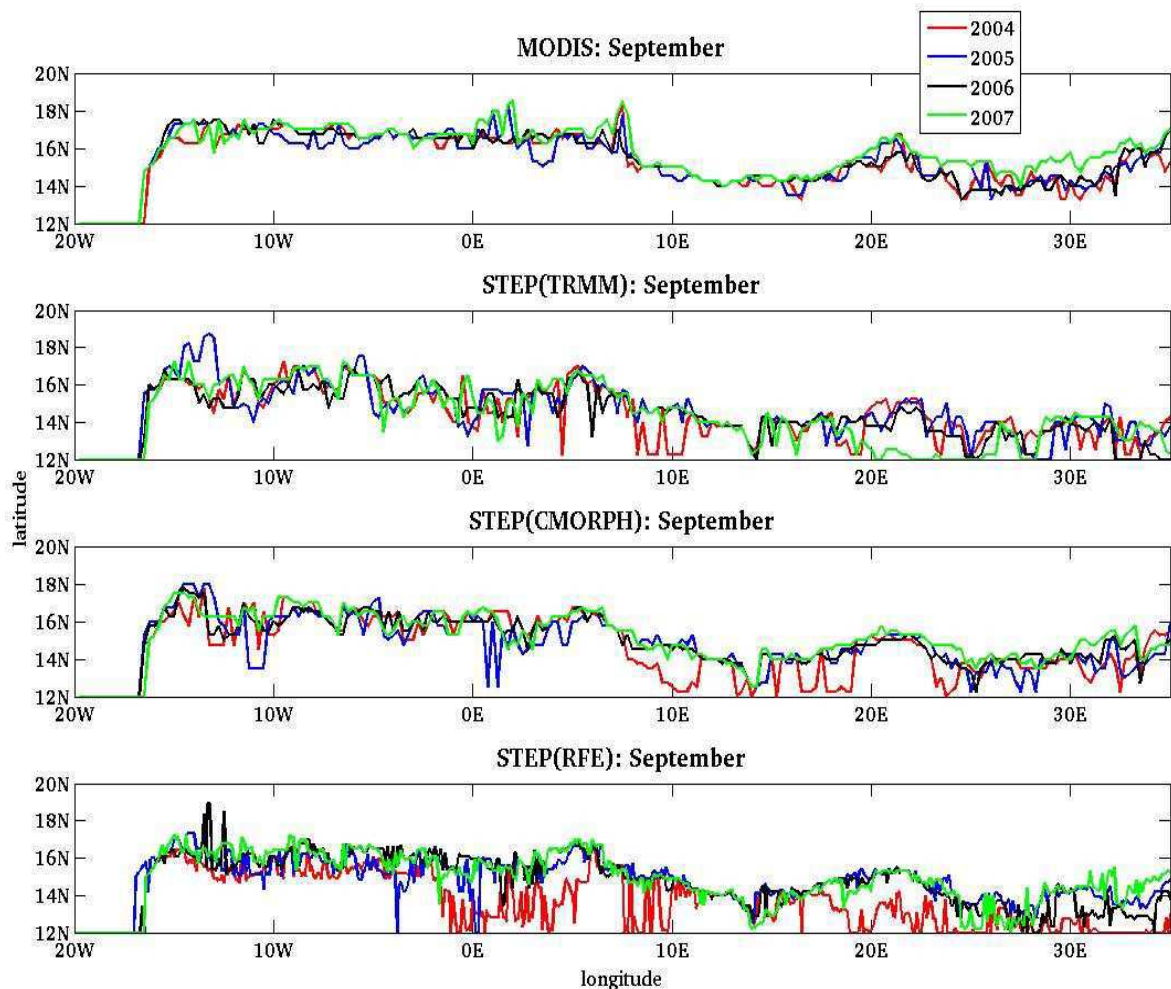


Figure 3-35 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} septembre 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

Par ailleurs on remarque que la limite nord du champ de végétation au 1^{er} juillet se situe plus au nord en 2005 que pour les autres années, et ce aussi bien d'après les observations MODIS que d'après la végétation simulée. Ce résultat est particulièrement bien reproduit par les simulations utilisant les produits TRMM et RFE. De plus, d'après les simulations, la limite nord présente davantage de fluctuations en latitude en 2004 pour le 1^{er} septembre (notamment avec RFE), ce qui n'est pas observé avec les LAI MODIS. Au contraire, pour les observations, la position de la limite au 1^{er} septembre est très stable au cours des années.

Autrement dit en termes de structure, les simulations obtenues avec le produit CMORPH présentent à la fois le meilleur accord avec les observations satellitaires MODIS, mais elles reproduisent également au mieux la variabilité interannuelle de ces observations. Le produit TRMM présente également un bon accord à l'exception de l'année 2005. Enfin, les courbes associées au produit de pluie RFE présente davantage de variations, ce qui peut s'expliquer principalement par la différence de résolution (550 points constituent la courbe pour RFE, contre 220 pour CMORPH et TRMM). Toutefois, l'accord entre simulations et observations est sensiblement moins bon au 1^{er} septembre 2004 pour ce produit.

3.7.3.2. Dynamique : dates de démarrage et d'atteinte du maximum

Pour ces indicateurs, on retrouve également un comportement similaire à celui observé pour 2004 (**figure 3-36**), avec une dispersion moindre pour les années 2005 à 2007. Les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec les produits de pluie TRMM et RFE sont les plus proches des observations MODIS, notamment en 2006 et 2007. Le produit CMORPH se démarque en particulier par un démarrage prématuré de la végétation, bien que cette démarcation par rapport aux deux autres produits soit atténuée pour 2005.

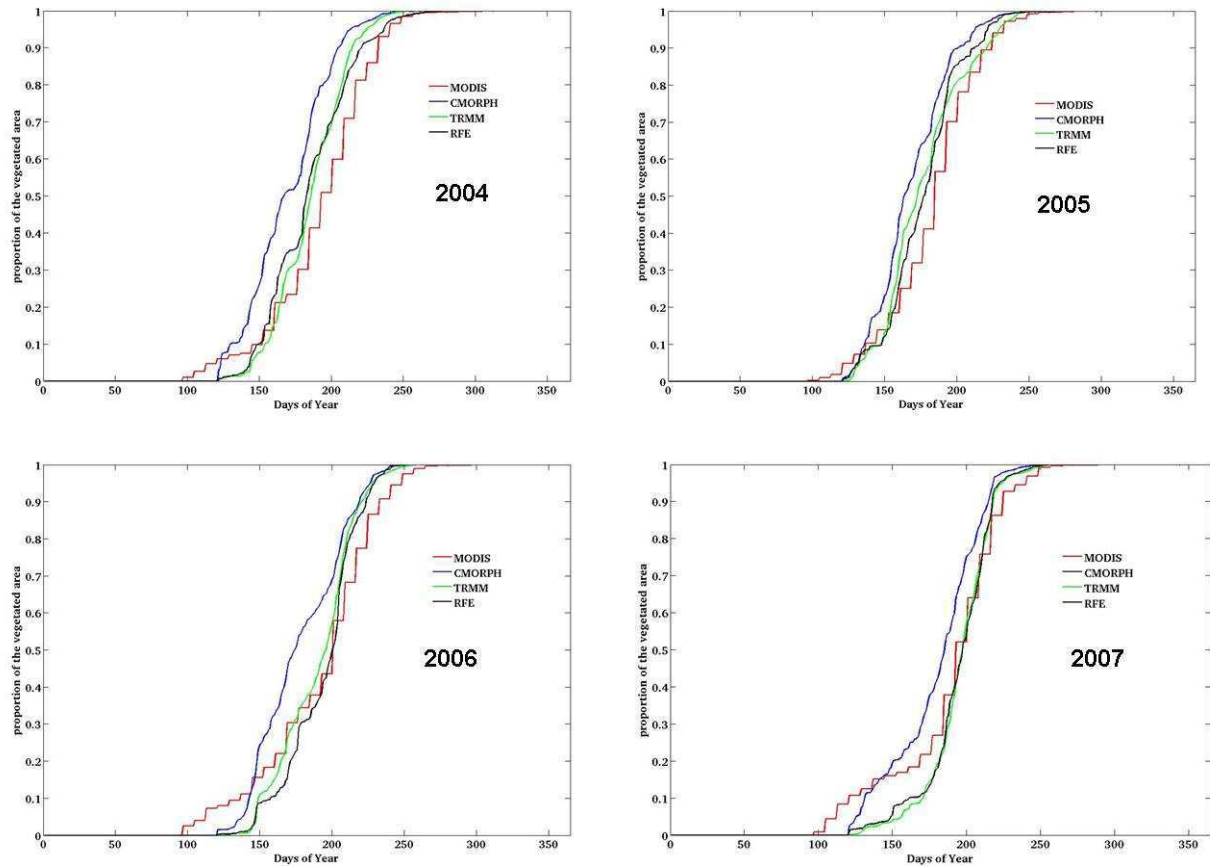


Figure 3-36 : Distributions cumulées des dates de démarrage de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour les années 2004 (h.g.), 2005 (h.d.), 2006 (b.g.) et 2007 (b.d.).

En termes de maximum de végétation (**figure 3-37**), on observe que toutes les simulations atteignent leur maximum sur une partie plus importante de la zone d'étude que les observations MODIS avant le point d'inflexion des distributions. Après ce point, l'ensemble des simulations progresse plus lentement que les observations quant à l'atteinte du maximum de végétation : les courbes des distributions correspondantes se trouvent en effet sous celle des observations.

Autrement dit, l'atteinte du maximum de végétation se produit sur une période plus courte pour l'ensemble de la zone selon les observations MODIS que d'après les simulations, pour lesquelles les dates d'atteintes de maximum sont davantage réparties au cours du temps. On note que les simulations réalisées avec CMORPH présentent une distribution des dates de maximum légèrement plus proches des observations MODIS pour les années 2005 et 2006. L'atteinte plus précoce des

maxima est observée également pour les deux autres produits, selon les années. L'écart avec les observations après le jour 250 en 2004 avec le produit CMORPH ne se retrouve pas les autres années.

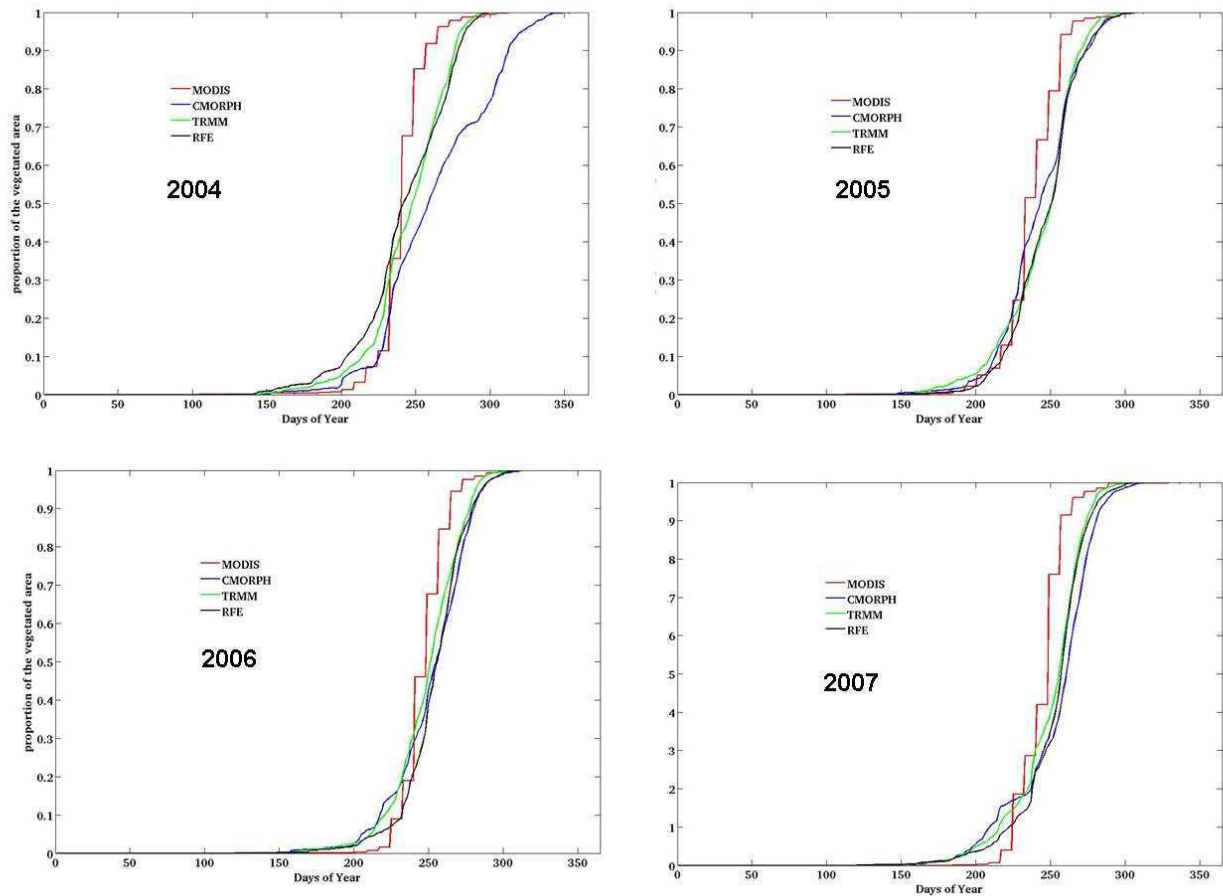


Figure 3-37 : Distributions cumulées des dates de maximum de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour les années 2004 (h.g.), 2005 (h.d.), 2006 (b.g.) et 2007 (b.d.).

3.7.3.3. Début de croissance

De même que pour l'année 2004, nous avons représenté les valeurs de LAI 15 jours après leur date de démarrage (en chaque maille), en fonction des LAI MODIS, également 15 jours après leur date de démarrage, cumulés pour les 4 années 2004 à 2007, et agrégés à l'échelle de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (**figure 3-38**).

Les jeux de valeurs simulées ainsi obtenues sont bien corrélés avec les observations à l'échelle pluriannuelle, avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0.7 quel que soit le produit de pluie. A nouveau, les pentes sont toutes supérieures à 1, montrant que ces faibles valeurs de LAI sont surestimées par le modèle d'environ 40% à 70%.

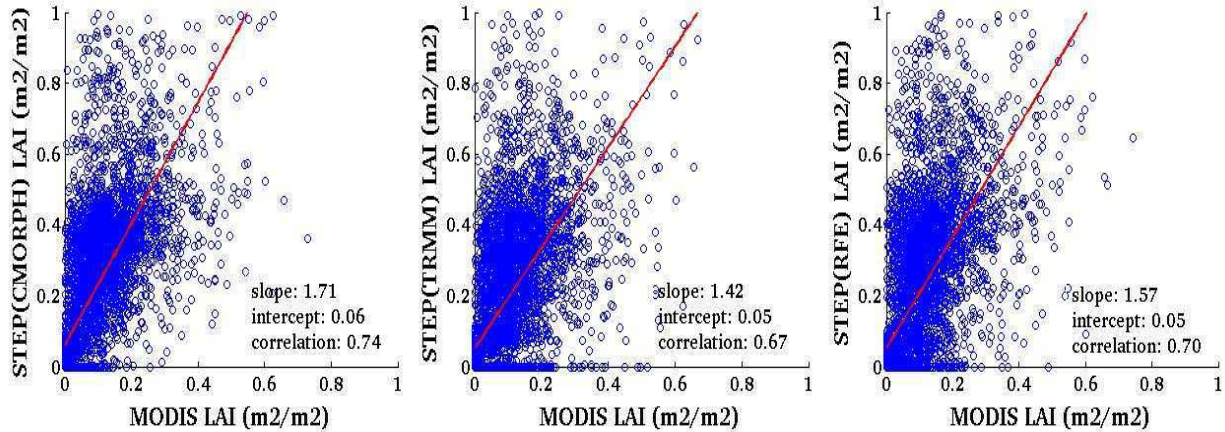


Figure 3-38 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs des LAI 15 jours après le démarrage de la végétation, simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5°, pour l'année 2004 (n~6500).

3.7.3.4. Quantités : valeur du maximum

Les valeurs de LAI maximum simulées et observées sont bien corrélées sur les 4 années étudiées (**figure 3-39**). Les coefficients de corrélations restent élevés, 0.85 pour CMORPH, 0.81 pour TRMM et 0.84 pour RFE (avec n~1600), mais les pentes demeurent nettement inférieures à 1. On observe à nouveau que les simulations sous-estiment d'environ 50% les LAI maximum par rapport aux observations satellitaires.

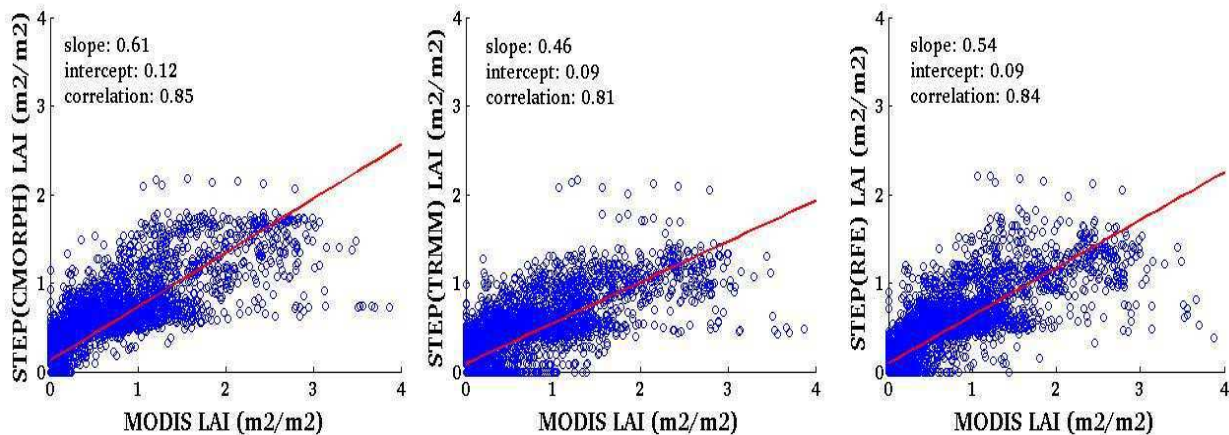


Figure 3-39 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs maximum des LAI simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5°, pour les 4 années 2004 à 2007.

3.7.3.5. Conclusion

Les conclusions tirées des comparaisons faites sur l'année 2004 entre LAI simulés et LAI MODIS demeurent à l'échelle pluriannuelle de 2004 - 2007. Le modèle reproduit bien le cycle végétatif régional : l'accord est très bon en termes de dynamique, notamment concernant les dates d'atteinte du maximum de végétation, pour toutes les années étudiées.

La variabilité de la localisation de la limite nord du champ de végétation est reproduite de façon plus inégale par le modèle, selon la date notamment. L'accord est meilleur aux alentours du maximum de végétation. Enfin à l'échelle pluriannuelle persiste la sous-estimation des valeurs des LAI maximum par le modèle par rapport aux observations MODIS.

Ici encore, le choix du produit de pluie utilisé pour forcer le modèle STEP ne joue que faiblement sur ces comparaisons entre LAI MODIS et LAI simulés. Les produits montrant un faible accord avec les mesures de pluviomètres interpolées (voir **Partie 2**), comme par exemple TRMM en 2005, montrent ici aussi un plus faible accord avec les observations MODIS.

3.8. Conclusion

Pour décrire la dynamique de la végétation sahélienne, nous avons retenu un modèle permettant de représenter typiquement la végétation saisonnière sahélienne. Parmi les modèles de végétation disponibles à l'heure actuelle nous avons sélectionné le modèle STEP (Mougin et al., 1995 ; Lo Seen et al., 1995 ; Tracol et al., 2006), conçu spécifiquement pour reproduire la dynamique de la végétation sahélienne. Ce modèle s'articule en deux modules principaux, l'un traitant du bilan d'eau dans le sol (évaporation, transpiration...) et l'autre reproduisant la croissance des végétaux (croissance, fructification, sénescence...).

Les résultats des simulations ainsi obtenues ont été à leur tour comparés à des observations régionales, issues également de mesures satellitaires (LAI MODIS). Là encore, les critères de comparaisons ont été déterminés pour leur pertinence en termes de caractérisation de l'état de la surface pour une bonne estimation de l'érosion éolienne.

Les caractéristiques du couvert végétal ont pu être évaluées, par comparaison avec des observations régionales issues de mesures satellitaires (LAI MODIS). Ces comparaisons montrent la capacité du modèle utilisé (STEP) à reproduire la dynamique régionale annuelle, à une résolution temporelle de 1 jour. Les différentes phases du cycle végétatif sont bien restituées, avec toutefois des réserves sur le démarrage précis de la pousse, encore délicat à bien simuler.

Par ailleurs, en termes d'observations, les LAI MODIS, issus d'observations satellitaires, à une résolution spatiale de l'ordre du km et temporelle de 8 jours, nous ont semblé les plus adaptées à un travail de comparaison avec les simulations de végétation. En effet, leur couverture spatiale et temporelle permet de mener à bien ces comparaisons sur toute la zone d'étude, à une fine résolution et pour toute la période considérée. Il s'agit, de plus, d'un produit pour lequel on dispose d'estimation de sa fiabilité en zone sahélienne (voir Fensholt et al., 2004 ; Mougin et al., 2009).

La spatialisation de ce modèle a soulevé des questions importantes en termes de données d'entrée. Par exemple, toutes les améliorations récentes apportées par les auteurs au modèle dans sa version ponctuelle n'ont pas pu être prises en compte (e.g. dégradation due au bétail et au climat), et un travail de sélection des paramétrisations qui pouvaient être conservées a donc été mené. Des tests de sensibilité du modèle ont également été effectués, afin d'identifier les paramètres et variables les plus sensibles. Les précipitations et la texture du sol avec la profondeur, ainsi que certains paramètres de calibration comme l'efficacité de conversion maximale et la biomasse initiale, apparaissent alors particulièrement sensibles.

Alors que des données météorologiques journalières (températures, rayonnement solaire...) issues de modèles comme ECMWF conviennent pour certaines variables d'entrée, d'autres ont nécessité un travail particulier pour déterminer leur valeur sur l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, les données de texture du sol sont issues de la base de données HWSD (FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009). La détermination des valeurs de biomasse initiale repose sur la conversion d'observations de LAI MODIS à leur date d'émergence de leur niveau de bruit en saison sèche. Enfin, le zonage et les valeurs de l'efficacité de conversion maximale résultent de la minimisation de la somme des écarts quadratiques entre végétation simulée et observations MODIS pour l'année 2004.

Nous avons alors pu réaliser une série de simulations dynamiques de la végétation saisonnière herbacée sahélienne pour la période 2004-2007, avec un pas de temps de 1 jour, et pour les trois produits de pluie mentionnés (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42). Ces simulations reproduisent bien la dynamique régionale observée sur le terrain, avec une progression du sud vers le nord de la limite du champ de végétation au cours de la saison des pluies, un maximum en termes d'étendue et de quantités aux alentours du début du mois de septembre, suivie d'une phase de sénescence. Ces caractéristiques demeurent quel que soit le produit de pluie employé en forçage du modèle STEP.

Les comparaisons de ces simulations de végétation aux observations satellitaires, en termes de LAI, ont ensuite été menées selon trois critères définis pour leur pertinence quant à la caractérisation des états de surface sensibles pour l'érosion éolienne : 1) la position de la limite nord du champ de végétation et sa dynamique, 2) les dates de démarrage et d'atteinte du maximum de la végétation, et 3) les valeurs en début de croissance et au maximum de la végétation. Ces comparaisons ont été menées dans un premier temps sur l'année 2004, et ont mis en lumière plusieurs caractéristiques des simulations. Ainsi, quelque soit le produit de pluie utilisé, un champ de végétation apparaît et s'étend spatialement vers le nord de façon cohérente avec les observations MODIS ; la phase de sénescence est également bien reproduite par le modèle en termes de structure du champ de végétation. La dynamique globale du cycle végétatif est correctement reproduite à l'échelle régionale, aussi bien concernant le démarrage de la végétation que l'atteinte de son maximum. Quant aux valeurs maximales de LAI, elles sont globalement bien restituées par le modèle, avec toutefois une sous-estimation systématique des valeurs les plus fortes.

Le choix du produit de pluie utilisé pour forcer le modèle STEP joue peu sur ces comparaisons entre LAI MODIS et LAI simulés. Le produit CMORPH se démarque cependant des autres par deux éléments antagonistes : d'un côté il produit un moins bon accord en termes de dynamique avec les observations (démarrage et maximum de végétation prématurés), mais d'un autre, il permet un meilleur accord en termes de valeurs des LAI maximums.

Enfin, les conclusions tirées des comparaisons faites sur l'année 2004 entre LAI simulés et LAI MODIS demeurent à l'échelle pluriannuelle de 2004-2007. En termes de localisation de la limite nord du champ de végétation, l'accord est le meilleur au maximum de végétation (août-septembre). Avant (après) ce maximum, le front simulé est plus au nord (sud) que le front observé. De plus, le meilleur accord est obtenu avec le produit CMORPH utilisé en forçage.

En termes de dynamique, l'accord en début de pousse entre observations et simulations utilisant RFE et TRMM, mais on observe un démarrage « prématuré » sur une partie de la zone avec CMORPH. Par ailleurs, l'atteinte du maximum est plus « étalée » dans le temps pour les simulations que pour les observations.

Enfin, en termes de quantités, les corrélations sont nettement significatives (de l'ordre de 0.8) en début de pousse comme au maximum de végétation. Toutefois, à l'échelle régional le cycle végétatif simulé est plus long que le cycle observé.

4. SIMULATIONS DES EMISSIONS D'AEROSOLS EN REGION SAHELIEENNE

4.1. Introduction

Déterminer les émissions d'aérosols minéraux en zone sahélienne pose plusieurs difficultés dont une des principales est la caractérisation des propriétés de la surface. Contrairement aux zones arides où celles-ci ne varient quasiment pas sur des échelles de temps décennales, en zones semi-arides, ces propriétés de la surface peuvent varier significativement sur des échelles de temps allant de l'échelle journalière jusqu'aux échelles saisonnières et interannuelles. Ces variations temporelles des états de surface sont principalement dues à l'existence d'une saison des pluies qui permet à un couvert végétal, en particulier saisonnier, de s'y développer. Sur le moyen terme, les usages des sols liés aux activités anthropiques sont également un facteur de modification des états de surface. Ce dernier aspect ne sera pas abordé dans ce travail.

Comme exposé précédemment, la démarche choisie pour aborder ces questions est celle de la modélisation, en particulier parce qu'elle offre la possibilité, à terme, d'élaborer des projections futures de ces émissions de poussières selon divers scénarios.

Dans cette partie, nous exposerons tout d'abord quels sont les processus physiques qui entrent en jeu lors de l'émission d'aérosols minéraux sous l'action du vent. Puis nous présenterons le modèle utilisé et les principales paramétrisations associées, avant de discuter les simulations pluriannuelles obtenues sur la zone d'étude. Enfin, nous comparerons ces résultats à des mesures du contenu en aérosols au Sahel.

4.2. Principes physiques régissant les émissions d'aérosols minéraux

4.2.1. Vitesse de friction

La production d'aérosols par érosion éolienne résulte d'interactions entre la surface du sol et l'atmosphère. L'action du vent sur une surface se traduit par une force de friction exercée sur cette surface. En effet, la surface offre une résistance à l'écoulement et donc ralentit la masse d'air près du sol. On définit alors une Couche Limite de Surface (CLS), localisée dans les premiers mètres de l'atmosphère, où l'effet de la surface est sensible. Dans cette couche, la composante horizontale de la vitesse du vent présente un gradient vertical, dépendant de la « résistance » qu'oppose le sol à l'écoulement.

On définit alors la vitesse de friction du vent U^* telle que :

$$\tau = \rho_a U^{*2} \quad (1)$$

où τ est la contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface,

et ρ_a est la densité de l'air.

U^* est donc un indicateur direct des forces de friction exercées par le vent sur une surface (Greeley et Iversen, 1985).

4.2.2. Bilan des forces

Comme nous venons de l'évoquer, c'est l'action du vent qui fournit l'énergie permettant la mise en mouvement des grains du sol (**figure 4-1**). A la force de cisaillement exercée par le vent sur le sol s'opposent celles qui maintiennent ces mêmes grains à la surface. Ces forces sont de trois types : la force de gravité (dépendant du poids P de la particule et de sa densité), les forces de cohésion interparticulaires I_p , et les forces capillaires F_c dues à l'éventuelle présence d'eau entre les grains du sol.

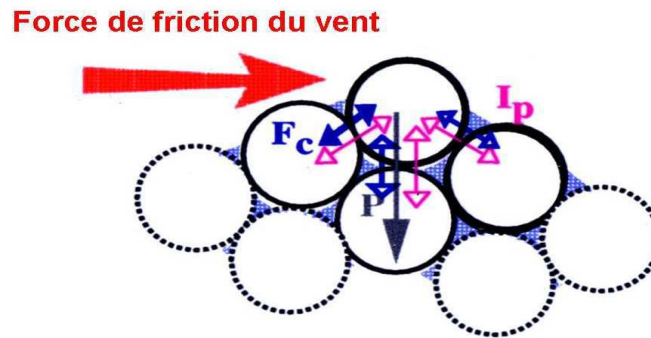


Figure 4-1 : Forces en jeu dans la mise en mouvement des grains du sol : force de friction du vent ; poids des particules P ; forces de cohésion interparticulaires I_p et forces capillaires F_c (d'après Marticorena, comm.pers.).

4.2.3. Seuil d'érosion

Ce bilan de forces fait donc apparaître une compétition entre l'action exercée par le vent sur la surface par les forces de friction d'une part, et l'ensemble des forces maintenant les grains au sol d'autre part. Ceci explique que l'érosion éolienne soit un phénomène à seuil, puisque les grains du sol n'entrent en mouvement que lorsque la force résultant de l'action du vent sur la surface l'emporte sur l'ensemble des forces qui maintiennent ces grains au sol. La vitesse de friction minimale requise pour mobiliser les grains du sol est appelée vitesse de friction seuil, et notée U_t^* .

On sait depuis longtemps que, sur une surface « aérodynamiquement lisse », cette vitesse de friction seuil dépend principalement de la taille des grains du sol (Bagnold, 1941 ; Chepil, 1951). Plus précisément, si l'on considère des grains sphériques de densité équivalente à celle du sable ($\sim 2.65 \text{ g.cm}^{-3}$), il existe un diamètre optimal, autour de 70-100 μm , pour lequel la vitesse de friction seuil est

minimale. Pour des grains plus gros, les forces de gravité augmentent avec la taille du grain ; en revanche les forces de cohésion interparticulaires augmentent en fonction de l'inverse de leur taille ce qui explique que sous cette limite d'environ 70-100 μm la vitesse de friction seuil augmente quand la taille des grains diminue.

Dans la réalité, la surface du sol est rarement « lisse » : outre les grains constituant le sol en lui-même, peuvent en effet s'y trouver des éléments de rugosité (végétation, cailloux de tailles diverses, micro relief...) qui perturbent l'écoulement de l'air et donc l'action du vent à la surface du sol. Ces obstacles affectent le profil de vent dans la couche limite de surface et donc modifient la vitesse de friction du vent. Ainsi, en augmentant la rugosité de surface, pour une même vitesse de vent à une hauteur donnée, la vitesse de friction sera plus importante pour une surface rugueuse que pour une surface lisse.

Cependant, l'énergie fournie par le vent en présence d'obstacles se répartit entre la surface lisse et ces éléments de rugosité (**figure 4-2**). Ceci implique qu'une vitesse de friction plus importante que celle requise pour mobiliser un grain de taille donné sur une surface dépourvue de tout élément de rugosité sera nécessaire pour provoquer la mise en mouvement de ce même grain sur une surface parsemée d'éléments de rugosité.

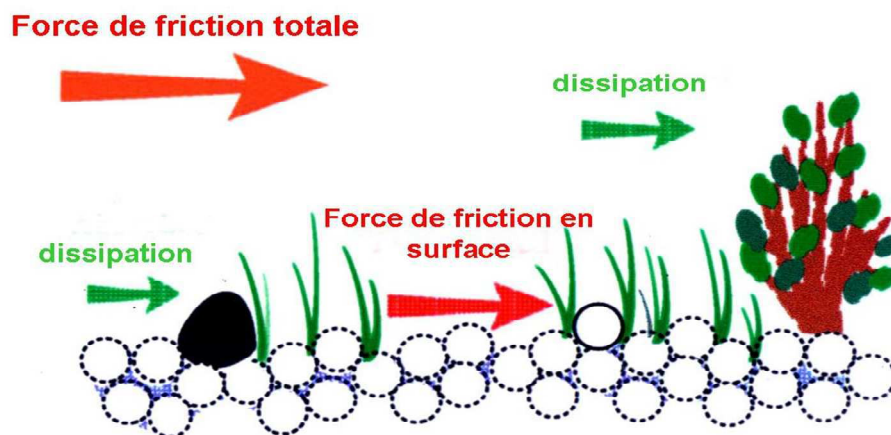


Figure 4-2 : Répartition de l'énergie provenant de l'action du vent sur la surface, entre surface lisse et éléments de rugosité (d'après Marticorena, comm. pers.)

Pour résumer, la présence d'éléments de rugosité sur la surface a deux effets qui s'opposent : d'une part une augmentation de la vitesse de friction du vent sur la surface, et d'autre part une absorption d'une partie de l'énergie apportée par le vent par ces éléments de rugosité. Cette partie absorbée n'est pas transmise aux grains du sol et cela conduit à une vitesse de friction seuil plus importante pour mettre en mouvement les grains du sol sur une surface rugueuse que dans le cas d'un sol « lisse ».

Par ailleurs, la teneur en eau du sol, puisqu'elle modifie les forces capillaires susmentionnées, a également un effet important sur le seuil d'érosion. L'eau présente dans le sol forme d'abord un film autour des grains. Au-delà d'une certaine teneur en eau, appelée humidité résiduelle, l'éventuelle eau additionnelle emplit les interstices entre les grains. C'est cette eau interstitielle, et seulement elle, qui

crée des forces de cohésion additionnelles entre les grains du sol et qui donc limite leur mise en mouvement. L'humidité résiduelle dépend de la nature du sol et plus précisément de sa teneur en argile. L'impact de la teneur en eau sur la vitesse de friction seuil dépend donc à la fois de la quantité d'eau et du type de sol (Fécan et al., 1999).

Enfin, certaines surfaces peuvent présenter des croûtes de surface, physiques ou biologiques, qui les protègent de l'érosion, notamment en augmentant la vitesse de friction seuil (Marticorena et al., 1997b). La formation de ces croûtes dépend notamment de leur teneur en argile et en sel (e.g. Gillette et al., 1982 ; Breuninger et al., 1989).

4.2.4. Flux d'émissions

Une fois en mouvement, un grain du sol est toujours soumis à l'action de son poids, et par conséquent sa trajectoire dépend de celui-ci, ou autrement dit, et en première approximation, de sa taille. Les grains les plus grossiers ($D > 1000 \mu\text{m}$) ne peuvent quitter la surface et ont donc un mouvement de reptation (« creeping »). Les grains de taille intermédiaire (i.e. 70 à $1000 \mu\text{m}$) décrivent des trajectoires balistiques et ont un mouvement dit de « saltation »: ils constituent l'essentiel de ce que l'on appelle le flux horizontal, G (figure 4-3). Lorsque ces grains en saltation impactent la surface, l'énergie cinétique libérée lors des chocs permet de rompre des agrégats constitués de grains de plus petite taille ($D < 70 \mu\text{m}$): c'est le phénomène dit de « sandblasting ». Ces particules fines sont entraînées en suspension et constituent ce que l'on appelle le flux vertical, F . Parmi celles-ci, les plus petites particules ($\approx D < 20 \mu\text{m}$) pourront être transportées sur de longues distances (e.g. Gillette, 1979).

Par conséquent, l'intensité du flux vertical F dépend du rapport entre l'énergie cinétique libérée par sandblasting et les forces de cohésion entre les fines particules qui constituent les agrégats du sol.

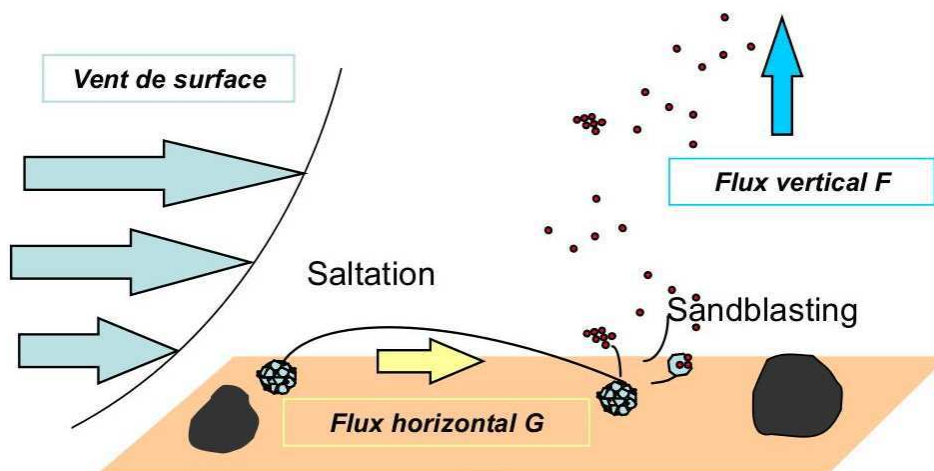


Figure 4-3 : Schéma des processus agissant lors de l'érosion éolienne et des flux en résultant. (Laurent, 2005).

4.2.5. Modèles d'émission

Il existe aujourd'hui essentiellement deux modèles décrivant explicitement les processus physiques mis en jeu lors des émissions de particules minérales sous l'effet de l'érosion éolienne. Il s'agit, d'une part, du modèle développé par Shao (1996 ; 2001 ; 2004), et d'autre part du Dust Production Model (DPM) développé par Marticorena and Bergametti (1995) puis amélioré par différents auteurs (Marticorena et al., 1997 ; Alfaro and Gomes, 2001 ; Laurent et al., 2007).

D'après une étude comparative de ces deux modèles menée par Darменова et al. (2009), les principales différences résident dans la paramétrisation des processus de sandblasting (décrit explicitement en plusieurs compartiments par Shao, abordé de façon plus intégrée et empirique dans le DPM) d'une part, et dans l'appréhension des éléments de rugosité, dénombrables (par une densité de rugosité) dans le modèle de Shao, et intégrée dans le DPM, d'autre part. Ces deux modèles diffèrent également par leurs paramétrisations de la vitesse de friction seuil sur une surface « lisse » (qui, dans le modèle de Shao, dépend d'un paramètre traduisant l'intensité des forces de cohésion interparticulaires) et de l'impact de l'humidité du sol sur la vitesse de friction seuil.

Par conséquent, les jeux de données nécessaires à la mise en œuvre de ces modèles à l'échelle régionale ou continentale sont différents : ainsi par exemple, l'application du modèle de Shao nécessite de renseigner les propriétés à la fois géométriques et aérodynamiques des éléments de rugosité, alors que le DPM requiert uniquement une hauteur de rugosité aérodynamique de la surface.

Pour résumer, le modèle de Shao permet une description physiquement plus complète et explicite des processus mis en jeu, mais pose davantage de problèmes d'applicabilité dans la mesure où il fait appel à plusieurs paramètres d'ajustement. Or nous ne disposons pas de suffisamment de mesures sur l'ensemble de la zone d'étude pour fixer avec fiabilité les valeurs de ces paramètres. Par conséquent le modèle DPM, parce qu'il permet une approche intégrée des propriétés de la surface, est mieux adapté aux objectifs de notre étude. Dans la partie suivante, nous allons décrire brièvement ce modèle et les paramétrisations employées. Il s'agit ici d'une présentation synthétique et plus de détails pourront être trouvés dans la bibliographie citée.

4.3. Description du modèle DPM

Le modèle DPM repose sur trois grands ensembles de paramétrisations : la vitesse de friction seuil, le flux horizontal de saltation, et le flux vertical de poussières. C'est pourquoi nous allons ici présenter successivement les paramétrisations traduisant ces processus.

Le modèle DPM est basé principalement sur la vitesse de friction seuil, tenant compte de la distribution en taille du sol et de son humidité gravimétrique, et sur un schéma de partition de l'énergie entre la surface érodable et les éléments de rugosité. Le flux horizontal est alors déterminé en fonction notamment de la vitesse de friction seuil et de la vitesse de friction. Puis le flux vertical est lui même estimé à partir du flux horizontal et de la teneur en argile du sol selon une paramétrisation empirique (**figure 4-4**).

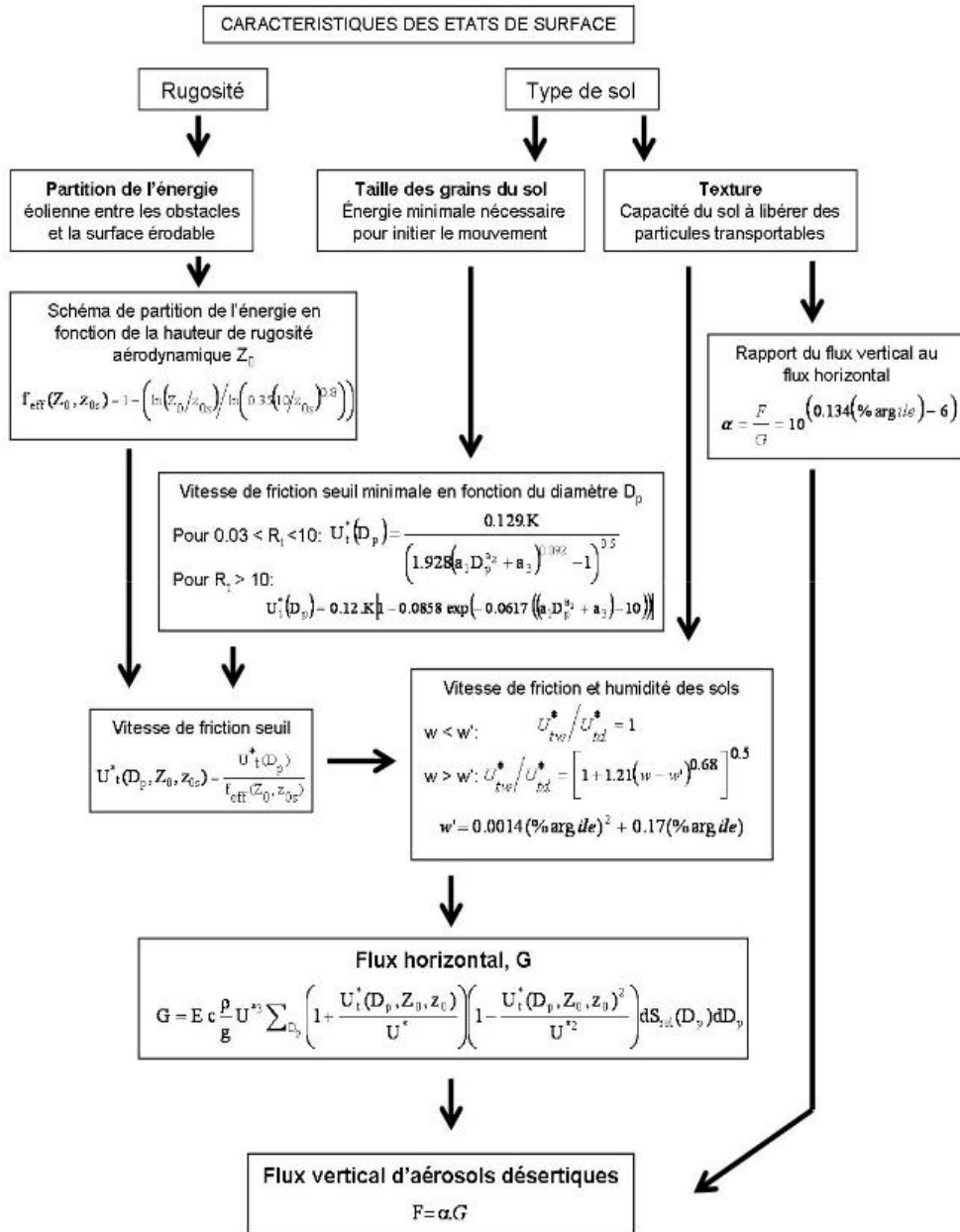


Figure 4-4 : Schéma synthétique des paramètres physiques et de leurs paramétrisations dans le modèle DPM de production d'aérosol par érosion éolienne (Laurent, 2005, d'après Marticorena and Bergametti, 1995).

4.3.1. Vitesse de friction

U^* peut être déterminée expérimentalement, grâce à une mesure du profil de la vitesse du vent. Dans des conditions de neutralité thermique, ce profil est décrit par une dépendance logarithmique de la vitesse du vent avec la hauteur au dessus de la surface (Priestley, 1959). La vitesse de friction U^* et la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 peuvent être restituées par ce profil :

$$U(z) = \ln(z/Z_0) U^*/k \quad (2)$$

où $U(z)$ est la vitesse du vent à la hauteur z ,
et k est la constante de von Karman, généralement prise égale à 0.4

L'ordonnée à l'origine du profil logarithmique de vitesse de vent définit la hauteur de rugosité aérodynamique, Z_0 . Celle-ci traduit l'effet des aspérités du sol, érodables (grains du sol) ou non érodables (cailloux, végétation...) sur le transfert d'énergie du vent vers la surface. En effet, une partie de cette énergie fournie par le vent est en quelque sorte « absorbée » par les éléments de rugosité de toute taille. Physiquement, elle traduit l'échelle de longueur du puits de quantité de mouvement de l'air induit par la rugosité de la surface.

L'application du DPM nécessite la détermination de la vitesse de friction. Elle est calculée à partir de la vitesse du vent à 10 m et de la hauteur de rugosité de surface Z_0 en faisant l'hypothèse de conditions de neutralité thermique, ou plus précisément en supposant que dans des conditions d'émissions la vitesse de friction est conditionnée au premier ordre par les effets dynamiques plutôt que par des effets de stabilité (Marticorena et al., 1997).

Lorsque a lieu l'émission de particules minérales, les grains en saltation viennent adjoindre une rugosité additionnelle qui affecte la vitesse de friction. Cet effet, qui peut être important, est pris en compte en intégrant la paramétrisation de la hauteur de rugosité de saltation développée par Gillette et al., (1998).

4.3.2. Vitesse de friction seuil

La vitesse seuil d'érosion est une grandeur cruciale du mécanisme d'érosion éolienne. En effet, cette grandeur déterminera à la fois la fréquence des émissions et leur intensité : les émissions auront lieu chaque fois que U_t^* dépassera U^* , et elles seront d'autant plus intenses que U^* sera supérieure à U_t^* .

Comme nous l'avons vu précédemment, la vitesse de friction seuil dépend principalement de la taille des grains du sol et de la rugosité de la surface. La paramétrisation utilisée dans le DPM explicite le rôle de ces deux paramètres.

4.3.2.1. Dépendance à la distribution en taille des grains du sol

La prise en compte de l'effet de la taille des grains du sol sur la vitesse seuil d'érosion repose sur les travaux expérimentaux conduits en soufflerie par Bagnold (1941), Chepil (1955) et Iversen and White (1982).

La paramétrisation retenue dans le DPM est dérivée des travaux de ces derniers auteurs qui ont exprimé, par ajustement sur des mesures expérimentales, les forces de cohésion interparticulaires en fonction de puissance négative du diamètre D_p des particules. Ceci les conduit à deux formulations de la vitesse de friction seuil U_t^* selon la valeur du nombre de Reynolds R au seuil d'érosion, qui est alors défini par :

$$R = U_t^* \cdot D_p / \nu \quad (3)$$

où ν est la viscosité cinématique de l'air.

Les formulations obtenues pour la vitesse de friction seuil dépendent alors du diamètre des particules D_p et de leur densité. Cependant, cette formulation a le défaut de nécessiter un calcul itératif pour chaque diamètre de particule D_p , puisque le nombre Reynolds est lui-même fonction de la vitesse de friction. Aussi, Marticorena and Bergametti (1995) ont proposé une formulation empirique qui permet d'exprimer le nombre de Reynolds R en fonction uniquement de D_p . Ceci permet de proposer une paramétrisation de la vitesse de friction seuil qui ne dépend plus, elle aussi, que du diamètre des particules (**figure 4-5**) :

$$U_t^*(D_p) = \begin{cases} 0.129 \frac{(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a})(1 + \frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}})^{0.5}}{(1.928(a_1 D_p^{a_2} + a_3)^{0.092} - 1)^{0.5}} & \text{si } 0.03 < R < 10 \\ 0.12(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a})^{0.5} (1 + \frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}})^{0.5} [1 - 0.0858 \exp(-0.0617((a_1 D_p^{a_2} + a_3) - 10))] & \text{si } R > 10 \end{cases} \quad (4)$$

où ρ_p est la densité de la particule,

ρ_a est la densité de l'air,

0.006 est en $\text{g.cm}^{0.5}.\text{s}^2$

$a_1=1331$

$a_2=0.38$

$a_3=1.56$

et g est l'accélération de la pesanteur.

Plus récemment, Shao and Lu (2000) ont proposé une équation analytique de la vitesse de friction seuil d'érosion en fonction du diamètre des particules, basée sur la même approche que Iversen and White (1982) ou Greeley and Iversen (1985), mais qui explicite également les forces de Van der Waals (interactions électriques de faible intensité) et les forces électrostatiques impliquées dans les forces de cohésion interparticulaires. Cette dernière paramétrisation est physiquement plus complète et reproduit bien les mesures obtenues en soufflerie (**figure 4-5**), mais fait intervenir une variable d'ajustement, nommée γ , difficile à évaluer.

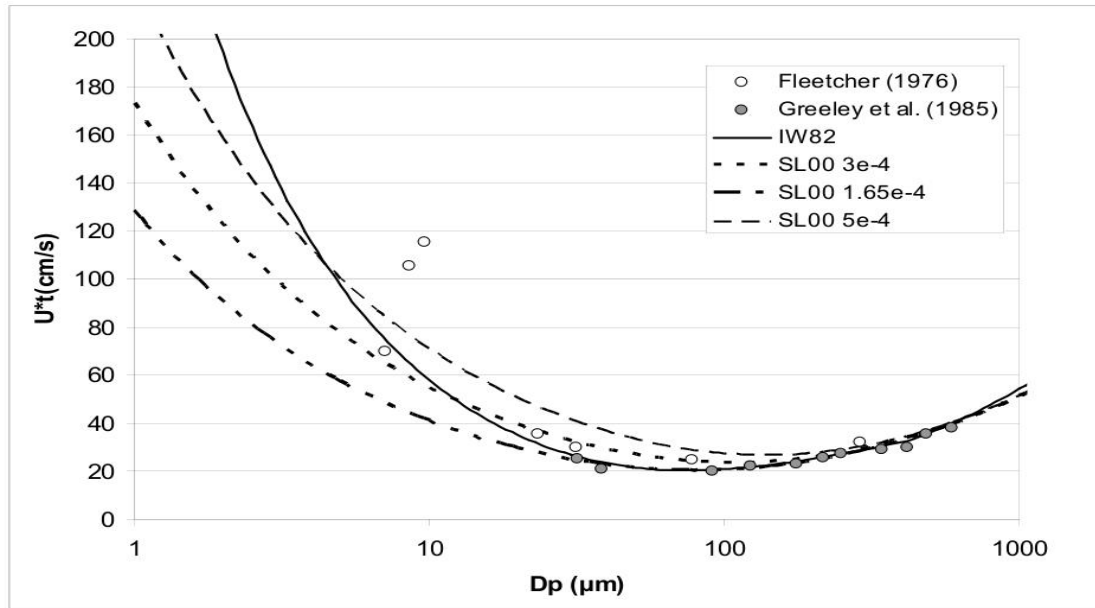


Figure 4-5 : Vitesses de friction seuil en fonction du diamètre des particules de sol, d'après : Iversen and White, 1982 (IW82) ; Shao and Lu, 2000 (SL00) pour différentes valeurs de γ ; et mesures en soufflerie de Fletcher, 1976 et Greeley et al., 1985. (Laurent, 2005)

On remarque, sur la **figure 4-5**, que les courbes représentant ces différentes paramétrisations ont la même allure, mais diffèrent en termes de vitesse de friction seuil minimale pour les faibles valeurs de diamètre des particules. Plus particulièrement, la paramétrisation d'Iversen and White (1982) reproduit mieux les mesures pour de faibles diamètres de particules que celle de Shao and Lu (2000), c'est la raison pour laquelle elle a été retenue pour la suite de ce travail.

Dans la nature, les sols sont constitués de grains de taille variable. Même si l'on exprime généralement la vitesse de friction seuil d'un sol donné par une seule valeur (celle correspondant aux premiers grains en mouvement), il existe en fait, pour un même sol, différentes vitesses de friction seuil selon la taille des particules. En clair, lorsque la vitesse seuil d'érosion est atteinte pour les particules les plus facilement mobilisables (celles autour de 100 μm), les particules plus grossières ou plus fines, nécessitant une vitesse de friction seuil plus élevée, ne sont pas mobilisées. Par contre, si la vitesse de friction augmente, alors le domaine de taille des grains du sol mis en saltation va s'étendre.

Il est donc nécessaire de représenter la distribution en taille des grains du sol pour prendre en compte ce phénomène. Les représentations les plus facilement exploitables, dans un modèle numérique, de cette distribution en taille, seront des fonctions statistiques continues (voir **4.4.2.1**).

4.3.2.2. Dépendance à la rugosité de surface

Comme mentionné précédemment, les éléments de rugosité présents sur la surface modifient l'écoulement de l'air près de celle-ci. Il y a plusieurs de façon de représenter ce phénomène (e.g. Raupach et al., 1993 ; Saleh et al., 1997) mais peu d'entre elles sont aisément applicables à des échelles spatiales importantes. Une façon de contourner cette difficulté est d'essayer d'exprimer la

répartition de l'énergie provenant de l'action du vent sur la surface en fonction d'une grandeur intégrée, par exemple la hauteur de rugosité aérodynamique, comme cela a été proposé par Marticorena and Bergametti (1995).

Le schéma conceptuel proposé par ces auteurs est de supposer qu'entre les éléments de rugosité se développe une couche limite interne (CLI) caractérisée par un profil local de vitesse de vent logarithmique (Arya, 1975). La fraction efficace, f_{eff} , est alors définie comme le rapport de la vitesse de friction dans la CLI, c'est-à-dire sur les portions de surface nue entre les éléments de rugosité, et la vitesse de friction de cisaillement sur toute la surface incluant les éléments de rugosité. Une expression de la fraction efficace peut alors être obtenue :

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - [\ln(Z_0/z_{0s}) / \ln(0.35 (10/z_{0s})^{0.8})] \quad (5)$$

où Z_0 est la hauteur de rugosité totale (en cm),
et z_{0s} est la hauteur de rugosité de la surface lisse (en cm).

Par conséquent la vitesse de friction seuil de la surface rugueuse est alors le rapport de la vitesse de friction seuil de la surface lisse sur la fraction efficace :

$$U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) = U_t^*(D_p, z_{0s}) / f_{eff}(Z_0, z_{0s}) \quad (6)$$

Cette expression de la vitesse de friction seuil a été validée par comparaison avec des mesures de vitesse de friction seuil, effectuées en conditions naturelles à l'aide de souffleries portables (Gillette et al., 1982 ; Nickling and Gillies, 1989) sur différents sites, allant de surfaces lisses et très érodables à des surfaces rugueuses très faiblement érodables (**figure 4-6**, Marticorena et al., 1997b). La paramétrisation montre un très bon accord avec l'ensemble de ces mesures, quelque soit le type de sol.

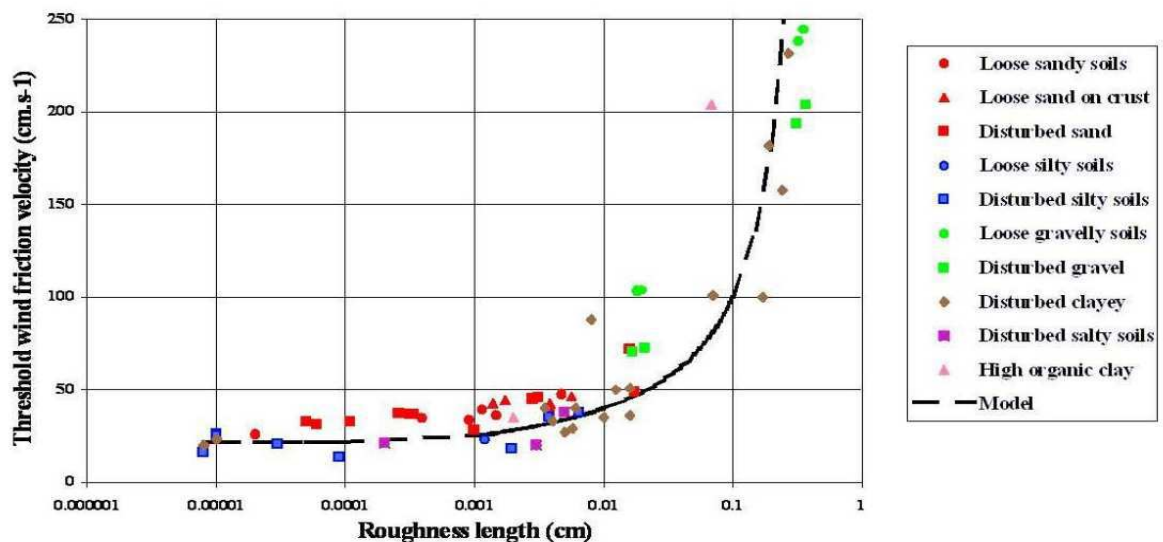


Figure 4-6 : Vitesse de friction seuil en fonction de la hauteur de rugosité de la surface, pour une hauteur de rugosité lisse valant 10^{-3} cm, d'après la paramétrisation (6) (courbe) et des mesures de Gillette et al., 1982, et Nickling et Gillies , 1989 (points). (Marticorena and Bergametti, 1995)

4.3.2.3. Dépendance à l'humidité du sol

L'humidité de la couche superficielle du sol (i.e. les premiers cm) a un impact sur la vitesse de friction seuil car, comme mentionné précédemment, la présence d'eau dans les interstices entre les grains du sol conduit au développement de forces capillaires qui augmentent les forces de cohésion interparticulaires. Elle augmente donc la vitesse de friction seuil.

Fécan et al., (1999) ont développé une paramétrisation de l'impact de la teneur en eau du sol sur la vitesse de friction : sur la base de mesures en soufflerie disponibles dans la littérature, ces auteurs ont considéré qu'il existait une humidité gravimétrique résiduelle w_0 propre à chaque type de sol, et qu'en deçà de cette teneur, le contenu en eau w de ce sol n'était pas suffisant pour modifier significativement la vitesse de friction seuil. Par contre, lorsque la teneur en eau du sol w est supérieure à cette humidité résiduelle, la vitesse de friction seuil augmente d'autant plus que l'humidité du sol est grande devant son humidité résiduelle :

$$U_{tw}^* / U_{td}^* = \begin{cases} 1 & \text{si } w < w_0 \\ [1 + 1.21(w-w_0)^{0.68}]^{0.5} & \text{si } w > w_0 \end{cases} \quad (7)$$

où w est l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol,

et w_0 est l'humidité gravimétrique résiduelle de la couche superficielle du sol.

Ces humidités sont exprimées en % et définies comme le rapport de la masse de l'eau contenue dans un volume de sol donné sur la masse sèche de ce même volume de sol.

Cette paramétrisation impose de connaître l'humidité résiduelle du sol : celle-ci a été paramétrée en fonction de la texture du sol, plus particulièrement de sa teneur en argile $\%_{arg}$, à partir des observations disponibles dans la littérature (Fécan et al., 1999) :

$$w_0 = 0.0014 (\%_{arg})^2 + 0.17 (\%_{arg}) \quad (8)$$

L'augmentation de la vitesse de friction seuil due à l'humidité du sol peut être très importante même pour une humidité gravimétrique relativement faible (**figure 4-7**). Pour les sols sableux en effet, une humidité gravimétrique de l'ordre de 5% peut conduire à un doublement de la vitesse de friction seuil. Pour un sol argileux, la teneur en eau devra être plus grande (de l'ordre de 15%) pour induire un effet identique sur le seuil d'érosion.

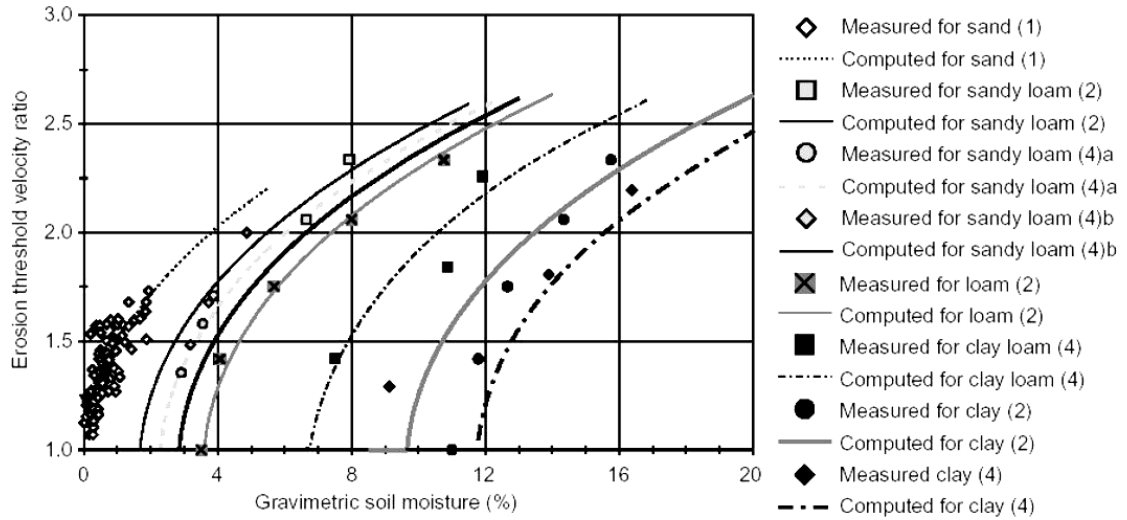


Figure 4-7 : Rapports des vitesses de friction seuil « humide » sur « sèche » mesurées et calculées en fonction de l'humidité gravimétrique du sol (mesures : (1) Belly, 1964 ; (2) Bisal and Hsieh, 1966 ; (4) Saleh and Fryrear, 1995 ; (4a et b) McKenna-Neuman and Nickling, 1989) (Fécan et al., 1999).

4.3.3. Paramétrisation des flux (horizontal et vertical)

4.3.3.1. Le flux horizontal

Le flux horizontal G est principalement constitué par les particules du sol en saltation. Différents auteurs ont proposé des paramétrisations de ce flux (Bagnold, 1941 ; Zingg, 1953 ; Kawamura, 1964 ; Owen, 1964 ; Lettau and Lettau, 1978 ; White, 1979). Toutefois, c'est la paramétrisation proposée par White qui a été sélectionnée dans le DPM car c'est celle qui permet de reproduire au mieux les observations de terrain (Greeley et al., 1994) en faisant intervenir la vitesse de friction seuil:

$$G = c / g U^{*3} (1 + U_t^* / U^*) (1 - U_t^{*2} / U^{*2}) \quad (9)$$

où c est une constante d'ajustement prise généralement égale à 2.6.

Dans le DPM, cette formulation a été modifiée pour expliciter U_t^* en fonction de D_p , Z_0 et z_{0s} (équations 4 à 7). Le calcul du flux n'est appliqué que sur la fraction de la surface non couverte par les éléments de rugosité, E .

Reste alors à déterminer la contribution des grains du sol selon leur taille. Marticorena and Bergametti (1995) considèrent cette contribution directement dépendante de la proportion de surface occupée au sol (appelée surface basale) par les grains de la classe de taille concernée. Ces grains sont supposés sphériques et de même densité ρ_p . On utilise alors la distribution en masse pour pouvoir exprimer la distribution de la surface basale en fonction de la taille des grains du sol.

Finalement, on obtient la formulation suivante pour le flux horizontal G :

$$G = E c (\rho_p / g) U^{*3} \sum_{D_p} [1 + U^*_t(D_p, Z_0, z_{0s}) / U^*] [1 - U^*_t(D_p, Z_0, z_{0s})^2 / U^{*2}] dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (10)$$

La dépendance en taille de cette expression a fait l'objet d'une validation spécifique à partir de mesures en soufflerie. Elle permet de reproduire de façon réaliste l'évolution de la granulométrie du flux horizontal avec la vitesse de friction pour différentes distributions granulométriques de sol (Marticorena and Bergametti, 1995) et fait disparaître la constante c (qui devient égale à 1).

4.3.3.2. Le flux vertical

Comme nous l'avons mentionné plus haut (4.2.4), les particules constituant le flux vertical sont générées et mises en suspension par le processus de sandblasting. Il existe donc un lien entre le flux horizontal G et le flux vertical F . Néanmoins, ce lien n'est pas quantitativement direct dans la mesure où l'intensité du flux vertical F est également contrôlée par la quantité de particules fines disponibles dans le sol. Le rapport du flux vertical au flux horizontal F/G est appelé α et traduit donc la capacité d'un sol à produire plus ou moins de particules fines.

Différentes paramétrisations du flux vertical en fonction du flux horizontal ont été développées. Deux d'entre elles sont des modèles physiques (Shao, 2001 ; 2004 ; Alfaro et Gomes, 2001). Par ailleurs, Marticorena and Bergametti (1995) ont émis l'hypothèse que cette grandeur pouvait être approchée par la teneur en argile du sol. Cette paramétrisation empirique n'est valide que pour des sols dont la teneur en argile est inférieure à 20%, et ne permet pas de calculer la distribution en taille du flux vertical. Toutefois, les modèles physiques présentent également des inconvénients, notamment leur très grande sensibilité à la distribution en taille des sols et la nécessité d'ajuster certains paramètres d'entrée (énergies de cohésion pour Alfaro and Gomes, 2001 ; résistance du sol et granulométrie « totalement dispersée » pour Shao, 2004) ce qui rend leur usage à grande échelle peu aisée. C'est pourquoi la paramétrisation empirique sera utilisée ici :

$$\alpha = F / G = 10^{[0.134 (\%arg) - 6]} \quad (11)$$

pour $\%_{arg}$ compris entre 0 et 20%.

4.3.4. Conclusion

Nous disposons donc d'un modèle d'émission où le flux de particules minérales produites par érosion éolienne dépend des propriétés de surface (rugosité, type de sol et humidité) et la vitesse de friction exercée par le vent sur la surface. Les principales sorties du modèle sont les flux horizontal et vertical de particules, le premier reproduisant la contribution de chaque classe de taille des particules selon sa propre vitesse de friction seuil et sa surface relative au sol. La répartition de l'énergie fournie par l'action du vent entre surface érodable et éléments de rugosité, ainsi que l'éventuelle présence d'eau dans le sol, sont également prises en compte dans la paramétrisation de la vitesse de friction seuil. Toutes ces paramétrisations ont été testées et comparées à des mesures, puis sélectionnées par

les auteurs du modèle. De plus, les simulations obtenues avec cet outil à des échelles régionales et continentales montrent un bon accord avec des observations, par exemple satellitaires (e.g. Laurent 2006 ; 2008).

Les principales limitations du modèle DPM sont les suivantes : la diminution en ressource érodable du sol étudié n'est pas prise en compte, autrement dit la source est considérée comme infinie, alors qu'en réalité elle peut être limitée. De plus, il ne prend pas en compte explicitement les sols croutés, sols qui peuvent être totalement ou partiellement protégés de l'érosion. Par ailleurs, l'estimation empirique du flux vertical n'est théoriquement valide que pour des sols dont la teneur en argile est inférieure à 20%, puisqu'il s'agit d'une relation empirique définie sur un jeu d'échantillons présentant des teneurs en argile comprises entre 0 et 20%. Pour finir, cette paramétrisation ne permet pas de simuler la distribution en taille de ce flux vertical, ce qui peut limiter son utilisation dans des modèles de transport tridimensionnels.

Cependant, l'utilisation du DPM à l'échelle régionale a montré qu'il permettait de bien reproduire les émissions d'aérosols en zones désertiques (Marticorena and Bergametti, 1996 ; Marticorena et al., 1997a ; Laurent et al., 2005; Laurent et al., 2006). La qualité de ces simulations dépend bien sûr fortement de la qualité des données d'entrée, à savoir des propriétés de la surface et des champs météorologiques. Nous allons voir dans la partie suivante comment nous avons opéré pour sélectionner ces données dans le cadre particulier de la zone semi-aride sahélienne.

4.4. Détermination des paramètres et variables d'entrée du modèle

4.4.1. Vitesse du vent

Le vent est la source de l'énergie disponible pour mettre les grains du sol en mouvement. Comme nous l'avons vu, cette action du vent est traduite ici par la vitesse de friction du vent sur la surface, qui elle même peut s'exprimer en fonction de la vitesse du vent à une altitude de référence par un profil logarithmique (voir 4.3.1). Cette altitude de référence doit être aussi proche que possible de la surface. Toutefois, sa détermination est aussi contrainte par la disponibilité des données. En effet, le premier niveau de vitesse de vent donné par les modèles météorologiques est généralement celui correspondant à une hauteur de 10 m par rapport à la surface. Cette hauteur de 10 m sera donc considérée comme le point de raccordement de deux profils de vent : celui, considéré comme logarithmique, allant de la surface à 10 m, et principalement dépendant des éléments de rugosité de la surface ; et celui allant de 10 m au sommet de la couche limite atmosphérique, c'est-à-dire le profil de vent tel que simulé par le modèle météorologique choisi.

De tels champs de vent peuvent être fournis par des centres météorologiques comme ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecast) ou bien NCEP (National Center for Environmental Prediction). Il peut s'agir de champs de valeurs « prédites » ou bien analysées, c'est à dire forcées a posteriori par des mesures.

Différentes études montrent qu'en Afrique du Nord la fiabilité des champs de vent analysés ECMWF est légèrement meilleure que pour ceux fournis par NCEP. Si Colarco et al. (2002) remarquent que ces deux bases de données peuvent différer fortement, Koren and Kaufman (2004)

estiment les vitesses de vent à partir d'observations satellitaires d'un panache de particules désertiques sahariennes et montrent que les vitesses fournies par NCEP, au dessus du continent nord africain, sont nettement moindres que celles ainsi observées. Les différences induites par l'usage de l'un ou l'autre de ces champs de vent, en termes de flux, peut atteindre un facteur 3 pour une tempête d'échelle continentale (Menut, 2008).

Nous avons choisi d'utiliser les champs de vents prévisionnels ECMWF, fournis à la résolution spatiale de 0.25° , et à la résolution spatiale de 0.10° . Pour les années 2004-2006, la résolution à laquelle ces champs de valeurs sont calculés est de 0.28125° , puis, à partir de février 2006, de 0.225° .

4.4.2. Propriétés statiques du sol

L'utilisation du modèle DPM nécessite de documenter différentes propriétés des surfaces dont la distribution en taille (i.e. la granulométrie) des grains et agrégats du sol et la hauteur de rugosité de la surface « lisse » (sans éléments de rugosité tels que cailloux ou végétation), la texture du sol (pour définir le rapport des flux vertical sur horizontal et l'humidité résiduelle du sol) et la fraction de surface érodable (en l'absence de la végétation). Ces propriétés peuvent être considérées comme statiques à notre échelle de temps c'est à dire quelques années. L'effet dynamique de la végétation sur la rugosité de surface et le taux de couverture sera intégré lors d'une étape ultérieure (voir **4.4.3**). Notre choix de travailler à une résolution inférieure ou égale à 0.25° nous conduit à rechercher des données fiables à cette résolution.

4.4.2.1. Granulométrie et texture

Rappelons ici que la granulométrie d'un sol et sa texture sont deux caractéristiques distinctes d'un même sol. En effet, la texture désigne la distribution en taille des particules constituant un sol après rupture de toutes les forces inter-particulaires et dispersion totale des agrégats. Ceci se fait en utilisant généralement un liquide pour dispersant, on parle donc de texture par voie humide. A l'inverse, la granulométrie désigne la distribution en taille des grains et agrégats tels qu'ils se trouvent à la surface du sol ; on parle alors de granulométrie par voie sèche.

Une étude conduite sur différents sols du Sahara et du Sahel a permis de montrer que les distributions en taille des sols désertiques pouvaient être reproduites par des distributions log-normales (Chatenet et al., 1996). Pour caractériser de telles distributions statistiques, deux paramètres sont nécessaires : le diamètre médian et l'écart type. Dans le cas de sols ayant plusieurs modes log-normaux, la proportion relative de la masse totale que chaque mode représente doit également être définie. Plus précisément, des séries de mesures de tamisage à sec sur 26 échantillons dont 23 provenaient du Sahara et du Sahel ont permis de mettre en évidence l'existence de 4 populations granulométriques qui pouvaient être décrites par de telles fonctions log-normales et dont tous les sols étudiés sont des combinaisons. Les auteurs en déduisent une typologie des sols érodables en zone saharienne selon les poids respectifs de ces 4 populations et leur teneur en argile, c'est-à-dire leur texture (**tableau 4-1**).

4. Simulations des émissions d'aérosols en région sahélienne

Population	Nature minéralogique	D _{med} (en µm)	σ	% Argile
Silt alumino-silicaté	Argile dominant	125	1.8	9.7
Sable fin	Quartz dominant	210	1.6	3.6
Sable grossier	Quartz	690	1.6	0
Sels	Sels et argile	520	1.5	3.2

Tableau 4-1 : Populations typiques des sols sahariens et sahéliens (dénomination, paramètres statistiques des distributions log-normales – diamètres médians et écarts type – et teneur en argile (i.e. texture). D'après Chatenet et al., 1996.

Marticorena et al. (1997a) et Callot et al. (2000) ont développé une approche géomorphologique à partir de cartes topographiques et géologiques afin de cartographier les états de surface (hauteur de rugosité et types de sol) en Afrique du Nord. Pour les types de sol, ils ont utilisé cette typologie en considérant les sols des zones désertiques comme des combinaisons de ces 4 populations. Cette cartographie, réalisée au 1°x1°, renseigne jusqu'à 5 états de surface différents par maille, selon leur proportion relative dans cette maille.

Les informations de cette carte au 1°x1° ont depuis été spatialisées au ¼°x ¼° jusqu'à 16°N (Laurent et al., 2008). Pour mener à bien cette spatialisation, les types de sols, renseignés au sein d'une maille de 1°x1°, et leur granulométrie associée, ont été comparés à des observations de télédétection au ¼°x ¼° afin de spécifier la granulométrie selon les types de sols identifiés visuellement à cette résolution plus fine.

Afin de disposer d'informations sur la totalité de notre zone d'étude, nous avons étendu cette cartographie réalisée à une résolution de ¼° jusqu'à 12°N à partir des informations cartographiées à 1°x1° en utilisant la même méthodologie que décrite précédemment. Pour les simulations à 0.10°, les données déterminées à 0.25° ont été simplement « dupliquées » en utilisant toutefois des pas spatiaux entiers. Autrement dit, les propriétés d'une maille de 0.25° sont reproduites tantôt sur un intervalle de 0.2°, tantôt de 0.3°, et ce dans les deux dimensions.

Il doit être noté que la précision et la qualité des informations cartographiées selon la méthode géomorphologique ne sont pas homogènes sur l'ensemble de la zone. Elles diminuent fortement sur la zone sahélienne, et plus particulièrement dans la partie orientale. En effet, l'interprétation géomorphologique à partir de cartes topographiques est difficile à réaliser pour des zones végétalisées et elle est d'autant moins fiable que les informations disponibles sont anciennes ou de mauvaise qualité (cartes du Soudan, par exemple).

Enfin, la texture du sol, ou plus particulièrement sa teneur en argile, est estimée à partir de ces bases de données de type de sol au ¼°x ¼° (**tableau 4-1**).

4.4.2.2. Rugosité du sol en l'absence de végétation saisonnière

Un sol dépourvu de végétation saisonnière mais présentant des éléments de rugosité à sa surface est caractérisé dans le DPM par deux hauteurs de rugosités différentes : (i) la rugosité du sol « lisse », c'est à dire la rugosité de la surface telle qu'elle serait en l'absence de tout élément de

rugosité tels que cailloux ou végétation pérenne ; (ii) la rugosité de la surface intégrant les éléments de rugosité statiques (cailloux, végétation pérenne). Nous verrons plus loin (4.4.3) comment estimer la rugosité dynamique de la surface en intégrant l'effet de la végétation saisonnière.

Il est couramment admis que la hauteur de rugosité de la surface « lisse » peut être déterminée en fonction de la taille des grains du sol (Greeley et Iversen, 1985) à laquelle elle est proportionnelle:

$$z_{0s} = D_p / 30 \quad (12)$$

Cette hauteur de rugosité lisse est donc estimée à partir de la distribution en taille des types de sols cartographiés comme proportionnelle au diamètre médian de la population granulométrique la plus grossière (Marticorena et al., 1997a).

Pour l'estimation de la hauteur de rugosité aérodynamique de la surface (c'est-à-dire intégrant la végétation pérenne et les cailloux) Marticorena et al. (2004) ont proposé d'utiliser des outils de télédétection. Les auteurs se basent sur les fonctions de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF) du radiomètre POLDER-1 (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance) pour estimer la rugosité de la surface en zone aride saharienne. Plus précisément, ces auteurs ont proposé d'utiliser un coefficient dit de protrusion, lié physiquement aux aspérités de la surface imagée par le satellite. Ce coefficient est dérivé de l'inversion des fonctions de distribution de réflectance bidirectionnelle de surface par le modèle de Roujean et al. (1992). Une relation empirique est alors établie entre ce coefficient de protrusion et la rugosité de la surface au Sahara. Elle permet d'établir des cartes de hauteur de rugosité à la résolution nominale des produits POLDER-1, c'est-à-dire à $1/16^\circ$. La méthode de cartographie consiste à établir une carte composite de coefficients de protrusion sur les mois non affectés par la présence de poussière (il n'y a pas de correction aérosol dans la chaîne de traitement de produits de surface POLDER) en se basant sur des critères de qualité et de stabilité des données au cours du temps. Ces mesures de réflectances sont faites à trois 3 longueurs d'onde, 443 nm, 670 nm et 865 nm, c'est-à-dire dans le domaine visible et donc la surface ne peut être observée que par ciel clair. La qualité du produit final peut donc être localement affectée par des occurrences élevées de nuages.

Une approche similaire a été proposée pour utiliser les coefficients de rétrodiffusion radar, signaux extrêmement sensibles à la rugosité et à l'humidité des sols. Ainsi Marticorena et al. (2006) ont établi une relation linéaire entre les coefficients de rétrodiffusion dérivés du radar SAR/ERS (Synthetic Aperture Radar sur la plateforme Earth Resource Satellite) de l'European Space Agency (ESA) et les hauteurs de rugosité aérodynamique mesurées sur différents types de surface du sud tunisien. Cette méthode permet de réaliser des cartographies de rugosité de surface à relativement haute résolution (la résolution nominale des produits SAR/ERS est de 12.5 m), bien adaptée à des applications d'échelle locale.

A partir des observations du diffusiomètre embarqué sur la plateforme ERS également, Prigent et al. (2005) estiment les hauteurs de rugosité de la surface à une résolution de 0.25° . Les émissions d'aérosols minéraux alors simulées à l'échelle globale permettent d'obtenir de bonnes corrélations avec les observations. Toutefois, les propriétés de la surface ainsi obtenues incluent les effets de l'humidité du sol et du couvert végétal. Or, nous souhaitons ici élaborer un outil qui puisse être

prédictif, et décrire explicitement les processus physiques en jeu. Par conséquent ces données ne nous permettraient pas de remplir nos objectifs.

Afin de simuler les émissions de poussières depuis les déserts du nord de l'Afrique, Laurent et al. (2008) ont utilisé les coefficients de surface POLDER pour mettre au point une cartographie des longueurs de rugosité de surface sur cette région. La résolution spatiale, de $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$, a été choisie car elle représente l'optimum entre une bonne représentation des propriétés de la surface et un temps de calcul raisonnable pour faire des simulations pluri-annuelles sur un domaine spatial de dimension continentale. Le passage de la pleine résolution ($1/16^\circ$) au 0.25° est réalisée en calculant la valeur médiane du coefficient de protrusion en chaque maille, grandeur statistique la plus représentative de l'état de surface dominant dans la maille considérée. Les hauteurs de rugosité sont alors estimées en appliquant la relation empirique établie par Marticorena et al. (2004). La carte établie a été utilisée pour réaliser des simulations pluriannuelles des émissions de poussières sur le Nord de l'Afrique de 38° à 16°N (Laurent et al., 2008). Des approches identiques ont été suivies pour cartographier les déserts de Chine (Laurent et al., 2005 ; 2008) et les déserts d'Asie Centrale (Darmanova et al., 2009).

Nous avons donc utilisé, pour documenter la rugosité statique, les données ainsi produites entre 20°N et 12°N à la résolution $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Comme noté par Laurent et al. (2008), la carte composite produite sur le nord de l'Afrique comporte des données manquantes, soit en raison d'un manque de données initiales, notamment sur les zones où des nuages peuvent persister pendant la période de sélection, soit lié à la procédure de sélection des données. Afin de combler ces lacunes, les hauteurs de rugosité Z_0 dans les mailles non renseignées ont été estimées en moyennant les valeurs reportées dans les mailles adjacentes en longitude, afin de respecter le gradient latitudinal observé sur les données disponibles (**figure 4-8**). Ce choix revient à faire l'hypothèse que la valeur la plus probable de la rugosité dans une maille non renseignée est celle de sa voisine.

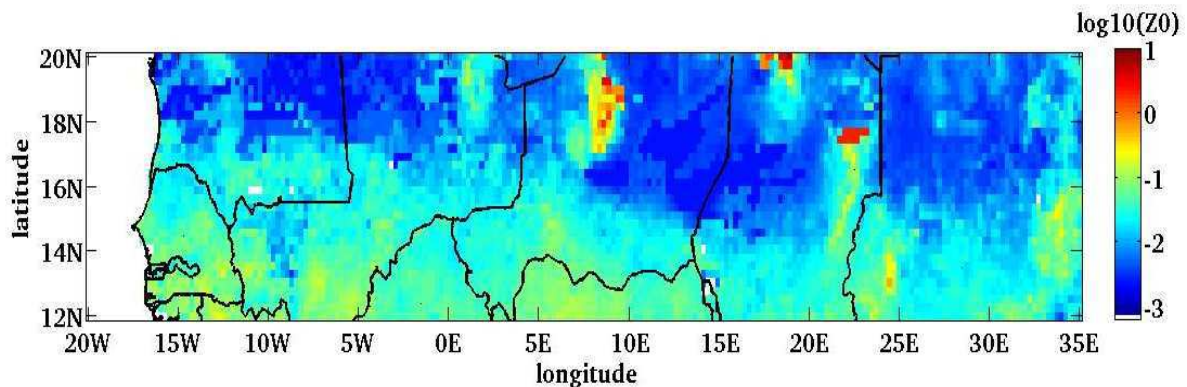


Figure 4-8 : Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique – en logarithme décimal, Z_0 étant exprimé en cm - dérivée des produits POLDER-1 à la résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

La cartographie ainsi obtenue fait apparaître un gradient latitudinal prononcé : les rugosités au sud de la zone sont notablement plus élevées qu'au nord. Ceci traduit une couverture plus importante de la surface par des éléments de rugosité, et en particulier l'effet de la présence d'une végétation pérenne au sud de la zone. A l'inverse, au nord de la zone (entre 18°N et 20°N environ) se trouvent de grandes structures dunaires, appelées « ergs », lesquelles présentent des hauteurs de rugosité faibles (**figure 4-8**, bleu foncé). Les zones de très fortes hauteurs de rugosité (en orange et rouge sur la carte)

correspondent à des reliefs prononcés et des massifs montagneux (10°E, 17°N à 20°N : massif nigérien de l'Aïr Azbine ; 20°E, 20°N et 22°E, 17°N : massifs tchadiens du Tibesti et de l'Ennedi).

4.4.2.3. Fraction de surface érodable E

La fraction de surface érodable, c'est à dire la fraction de la surface dépourvue d'éléments de rugosité statique, est celle prise en compte dans le calcul du flux horizontal. Autrement dit, on considère que les éléments de rugosité recouvrent une partie de la surface qui est ainsi protégée de l'érosion. Cette fraction est estimée à partir de la rugosité statique de la surface selon une relation linéaire empirique établie par Laurent et al. (2006) : pour des Z_0 inférieures à 3.10^{-3} cm, la fraction de surface érodable E est de 100%, puis cette fraction érodable diminue à mesure que Z_0 augmente (Laurent et al., 2008).

$$E = \begin{cases} 1 & \text{si } Z_0 < 3.10^{-3} \text{ cm} \\ 0.7304 - (0.0804 \log_{10}(Z_0)) & \text{si } Z_0 > 3.10^{-3} \text{ cm} \end{cases} \quad (13)$$

4.4.3. Rugosité dynamique de la surface

L'objectif premier de ce travail est de prendre en compte l'effet de la végétation saisonnière sur les émissions de poussières dans la zone sahélienne. Les outils que nous venons de citer ne permettent pas d'estimer la rugosité induite par la végétation saisonnière dans cette zone. Par exemple, la méthodologie utilisée pour restituer la rugosité à partir des données POLDER nécessite d'intégrer les mesures sur une période assez longue (30 jours d'observations par exemple au Sahara) afin de disposer en chaque pixel de suffisamment de mesures par temps clair. Or, comme nous l'avons vu en **Partie 3**, en 30 jours, la végétation saisonnière est susceptible d'évoluer de façon très sensible au Sahel.

Le modèle de végétation STEP permet d'estimer, à partir de la biomasse simulée, le taux de couverture de la surface par la végétation f_v et la hauteur de la végétation h . Cette dernière est plafonnée à la valeur de 36 cm d'après une paramétrisation de Mougin et al. (comm. pers.). En effet, ces auteurs disposent aujourd'hui de plus de 25 ans de mesures en région sahélienne, qui montrent que la hauteur du couvert herbacé ne dépasse généralement pas cette valeur. Par conséquent, la hauteur de rugosité aérodynamique induite par le couvert végétal, qui augmente avec le taux de couverture et la hauteur, ne pourra dépasser un maximum correspondant à un couvert maximal et une hauteur de végétation de 36 cm. Cette limitation de la hauteur de la strate herbacée, pertinente ou non, n'a aucune influence sur les émissions de poussières car, quand de telles hauteurs de végétation sont atteintes, la surface est totalement protégée de l'érosion éolienne depuis un certain temps.

La paramétrisation permettant d'estimer la hauteur de rugosité due au couvert végétal s'appuie sur certaines hypothèses (Auvray, 2002) qu'il conviendra d'affiner dans le futur :

- la végétation ne se répartit pas de façon homogène dans une maille. En réalité, la microtopographie du terrain favorise le développement du couvert végétal en « îlots de fertilité ».

- on choisit de représenter ces îlots de fertilité par des zones circulaires de 5 mètres de diamètre. La densité des îlots peut donc elle-même augmenter au cours du cycle végétatif régional.

On pose alors la densité de rugosité λ , qui représente le rapport entre la surface frontale des obstacles et la surface totale au sol :

$$\lambda = 4 f_v h / (5\pi) \quad (14)$$

où f_v est le taux de couverture de la surface par la végétation (compris entre 0 et 1), et h est la hauteur de la végétation.

Il a été montré, en combinant données obtenues en soufflerie et sur le terrain, que l'on pouvait établir une relation entre la densité de rugosité, la hauteur des éléments de rugosité et la hauteur de rugosité (Marticorena et al., 1997a ; 2006). Il est donc possible à partir de λ et h de déduire la hauteur de rugosité induite par le couvert végétal :

$$Z_0 = \begin{cases} h 10^{(1.31 \log(\lambda) - 0.66)} & \text{si } \lambda < 0.041 \text{ et } h > 0 \\ h 10^{(-1.16)} & \text{sinon.} \end{cases} \quad (15)$$

La **figure 4-9** illustre cette relation à travers le logarithme du rapport Z_0/h . Les diverses mesures de terrain s'accordent effectivement bien avec cette relation, pour celles effectuées sur des surfaces végétalisées comme sur des surfaces couvertes de graviers et cailloux de tailles variables (voir Marticorena et al., 2006).

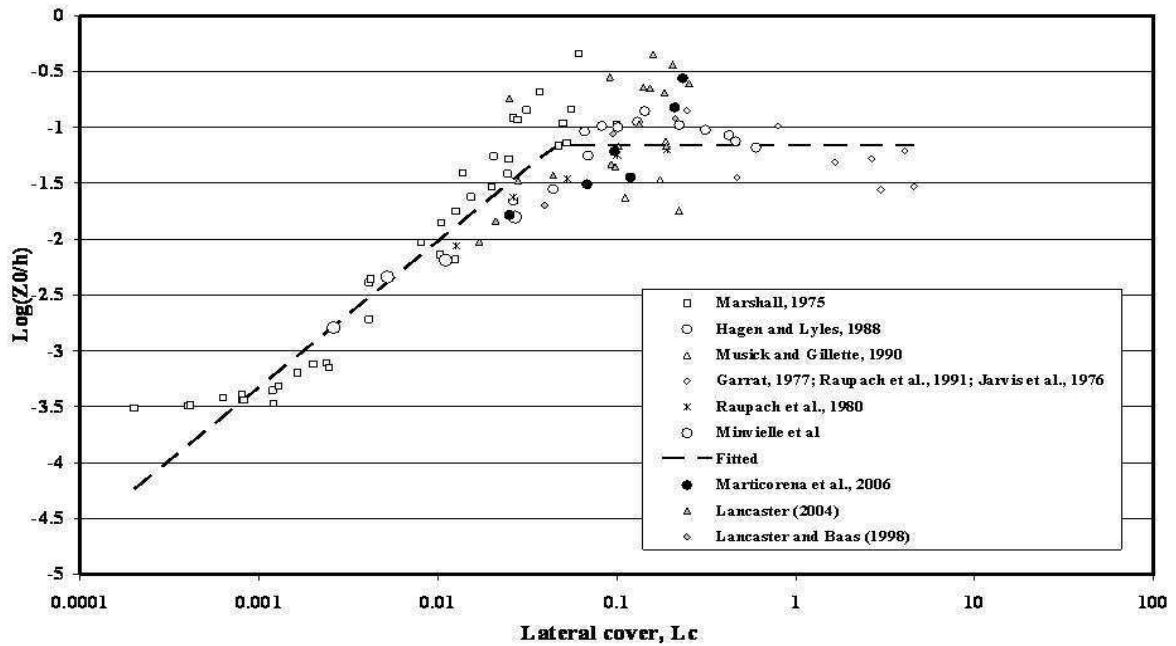


Figure 4-9 : Logarithme du rapport Z_0/h en fonction de la surface latérale des obstacles L_c (Marticorena et al., 2006).

Pour déterminer la rugosité dynamique de la surface, on compare alors en chaque maille et pour chaque jour, la rugosité induite par la végétation à la rugosité statique de la surface. La valeur de rugosité retenue est la plus grande de ces deux grandeurs. De plus, la fraction de surface érodable devient, le cas échéant (si $f_v > 0$), le produit de la fraction de surface érodable sans végétation E par la proportion de surface dépourvue de végétation ($1 - f_v$) :

$$E' = E (1 - f_v) \quad (16)$$

La simulation de la végétation avec le modèle STEP a été réalisée en utilisant comme données d'entrée pour les précipitations les trois produits de pluie satellitaires étudiés (**partie 2**). Par conséquent, nous disposons, pour chaque année, de trois jeux de valeurs de la rugosité de la surface, dont nous pourrions discuter les différences.

4.4.4. Humidité de la couche superficielle du sol

Nous disposons des champs quotidiens d'humidité de la couche superficielle du sol issus du modèle de végétation STEP (voir **partie 3**). Ces valeurs résultent des calculs de bilan d'eau effectués à partir de l'apport que constituent les pluies, tenant compte de la texture du sol avec la profondeur, et de la quantité d'eau évaporée par le sol ou transpirée par la plante.

On notera que, pour le bon fonctionnement numérique du modèle STEP, des valeurs d'humidité par défaut sont renseignées même en l'absence de pluie. Ne correspondant pas à un phénomène réel, ces valeurs ont été ramenées à zéro pour l'étude de l'érosion éolienne (**figure 4-10**). En effet, bien que très faibles, elles avaient une influence non négligeable sur les seuils d'érosion.

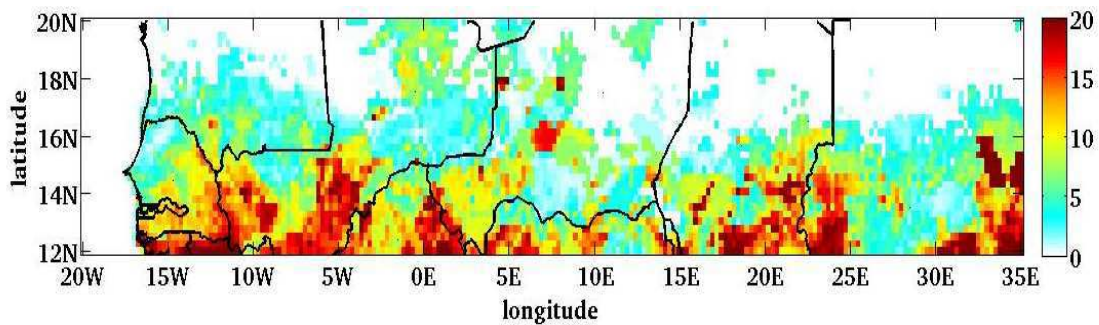


Figure 4-10 : Humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol au 1^{er} septembre 2004 obtenue avec le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM 3B42.

4.5. Résultats

A l'issue de l'étude de comparaison des produits de pluie dérivés de données satellitaires (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42), nous avons conclu que ces trois produits présentaient un degré de fiabilité assez voisin sur la zone sahélienne au regard des critères définis, c'est-à-dire essentiellement les caractéristiques ayant une influence supposée sur la simulation de la végétation saisonnière dans cette zone semi-aride (répartition spatiale ; fréquence ; intensité).

Par conséquent, les simulations de végétation avec le modèle STEP ont été effectuées avec ces trois produits de pluie pour chacune des années de la période 2004-2007. De façon analogue, lors de la comparaison de cette végétation simulée avec des observations, l'ensemble des simulations a montré un accord variant selon les critères de comparaison, mais globalement similaire avec ces observations.

C'est pourquoi nous avons conservé les simulations de végétation issues du forçage par ces trois produits de pluie. Chacune fournit d'une part la hauteur et le taux de couverture de la surface par la végétation, ce qui permet d'estimer la rugosité dynamique de la surface, et d'autre part l'humidité de la couche superficielle du sol, qui influe sur la vitesse de friction seuil.

Nous allons présenter dans ce qui suit les résultats issus du modèle d'émission d'aérosols minéraux DPM sur la zone sahélienne (12°N à 20°N, 20°W à 35°E). Toutefois, les rugosités dynamiques, puis les humidités de la couche superficielle du sol, variant quotidiennement, seront tout d'abord exposées et comparées, car ces variables jouent un rôle essentiel dans la modélisation de l'érosion éolienne et donc des émissions de poussières (voir 4.3).

4.5.1. Cas de l'année 2004

Comme on l'a vu (4.3.2), la hauteur de rugosité d'une surface détermine la vitesse de friction seuil U_t^* qui doit être atteinte pour mettre en mouvement les grains du sol sur cette surface.

En l'absence de végétation et d'eau dans la couche superficielle du sol, on peut ainsi déterminer U_t^* d'après les hauteurs de rugosité aérodynamique de la région sahélienne, dérivées des mesures POLDER-1 et de la granulométrie des sols érodables. La **figure 4-11** représente cette vitesse de friction seuil pour la population granulométrique la plus facile à mettre en mouvement ($D_p \approx 80 \mu m$). Les vitesses de friction seuil minimales sont comprises entre 20 et 80 $cm.s^{-1}$ sur l'essentiel de la zone, à l'exception des zones montagneuses déjà citées (4.4.2). De plus, en accord avec la carte des hauteurs de rugosité (**figure 4-8**), on distingue un gradient latitudinal avec des vitesses de friction seuil plus élevées au sud qu'au nord.

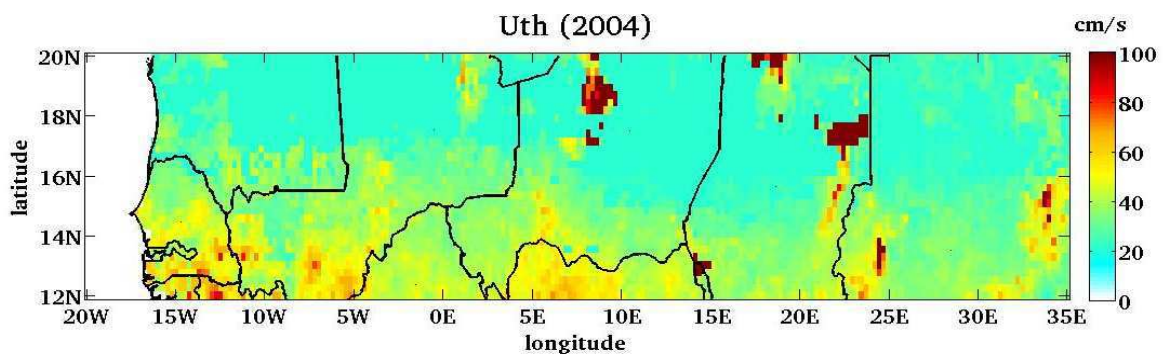


Figure 4-11 : Carte de la vitesse de friction seuil U_t^* minimale (i.e. en l'absence de végétation saisonnière et d'humidité dans le sol) calculée à partir des hauteurs de rugosité aérodynamique dérivées des produits POLDER-1 et complétée à partir d'une analyse géomorphologique des états de surface.

Dans cette partie, nous allons voir comment l'humidité superficielle du sol et la végétation présente à la surface modifient de façon dynamique la vitesse de friction seuil au cours d'une année test (2004). On discutera ensuite les flux d'aérosols minéraux ainsi simulés.

4.5.1.1. Humidité de la couche superficielle du sol

L'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol a un impact très fort sur la vitesse de friction seuil et donc sur les quantités d'aérosols minéraux émis (voir 4.3). Evidemment, l'usage de différents produits de pluie conduit à des champs d'humidité différents, et qui naturellement devraient se traduire par des simulations différentes de l'érosion éolienne par le modèle DPM.

De manière générale, l'humidité gravimétrique du sol dans notre zone d'étude varie entre 0 et 20 % environ, sur toute l'année 2004 (**figures 4-12 à 14**). Elle montre également un gradient net du sud vers le nord.

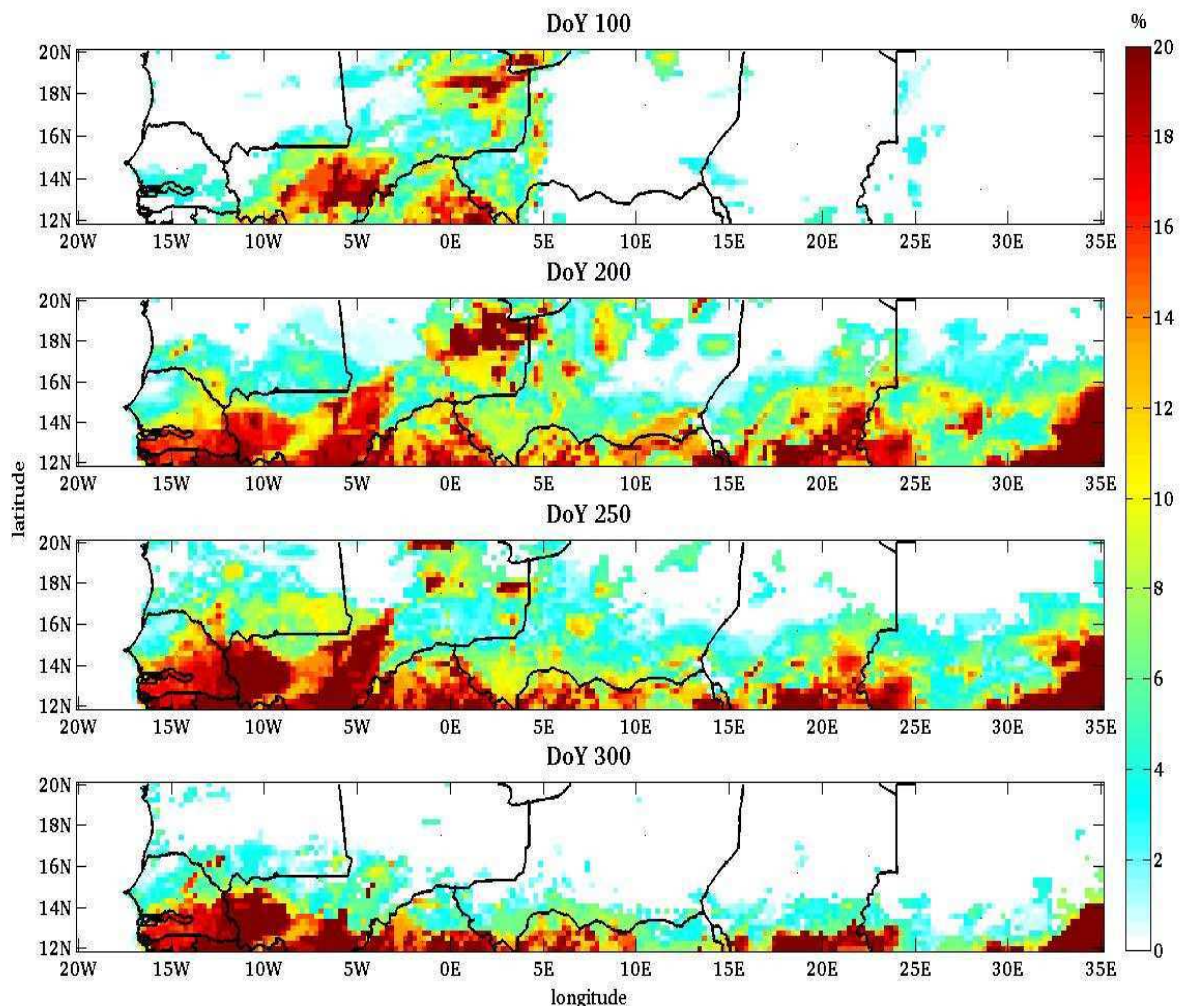


Figure 4-12 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

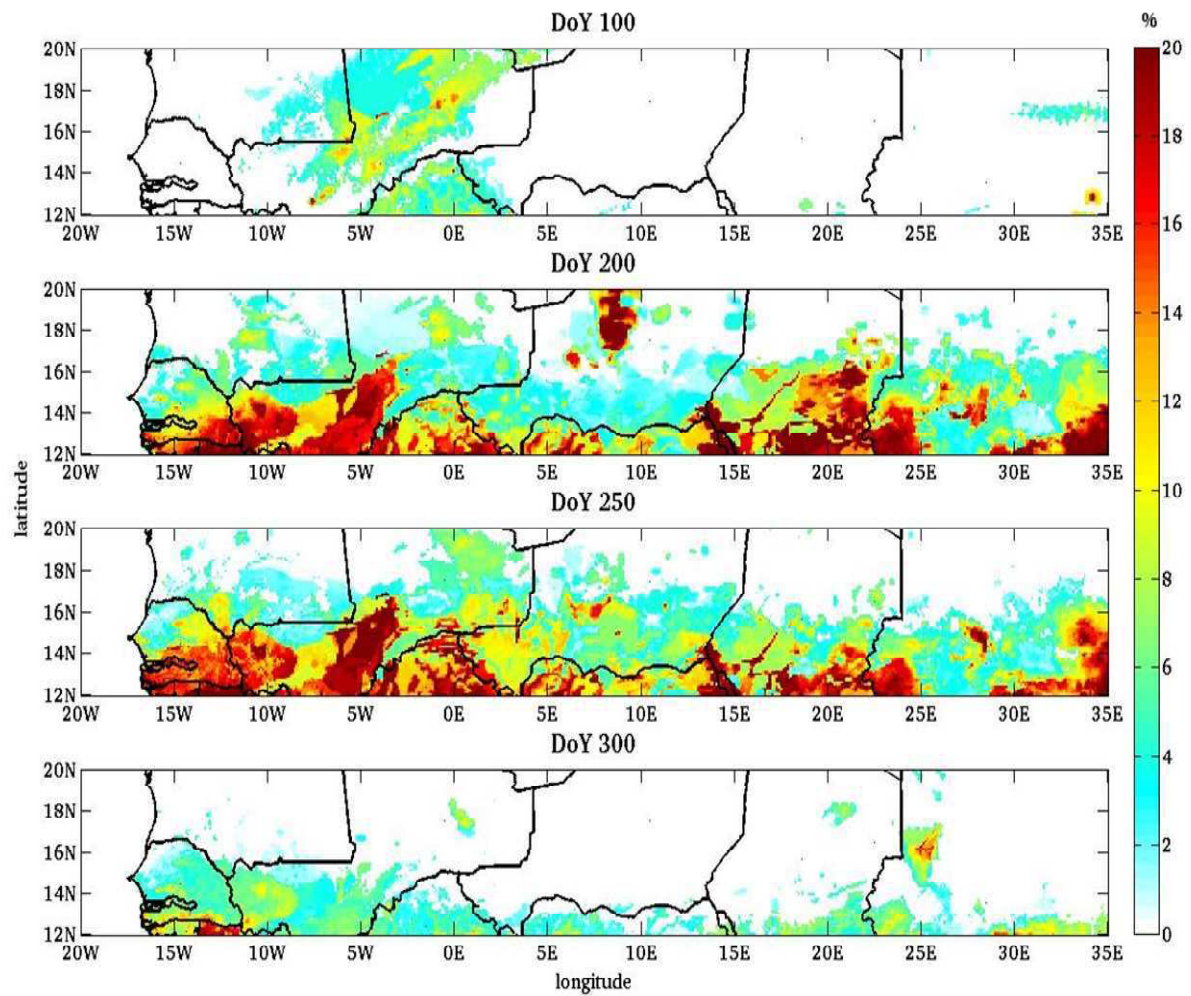


Figure 4-13 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

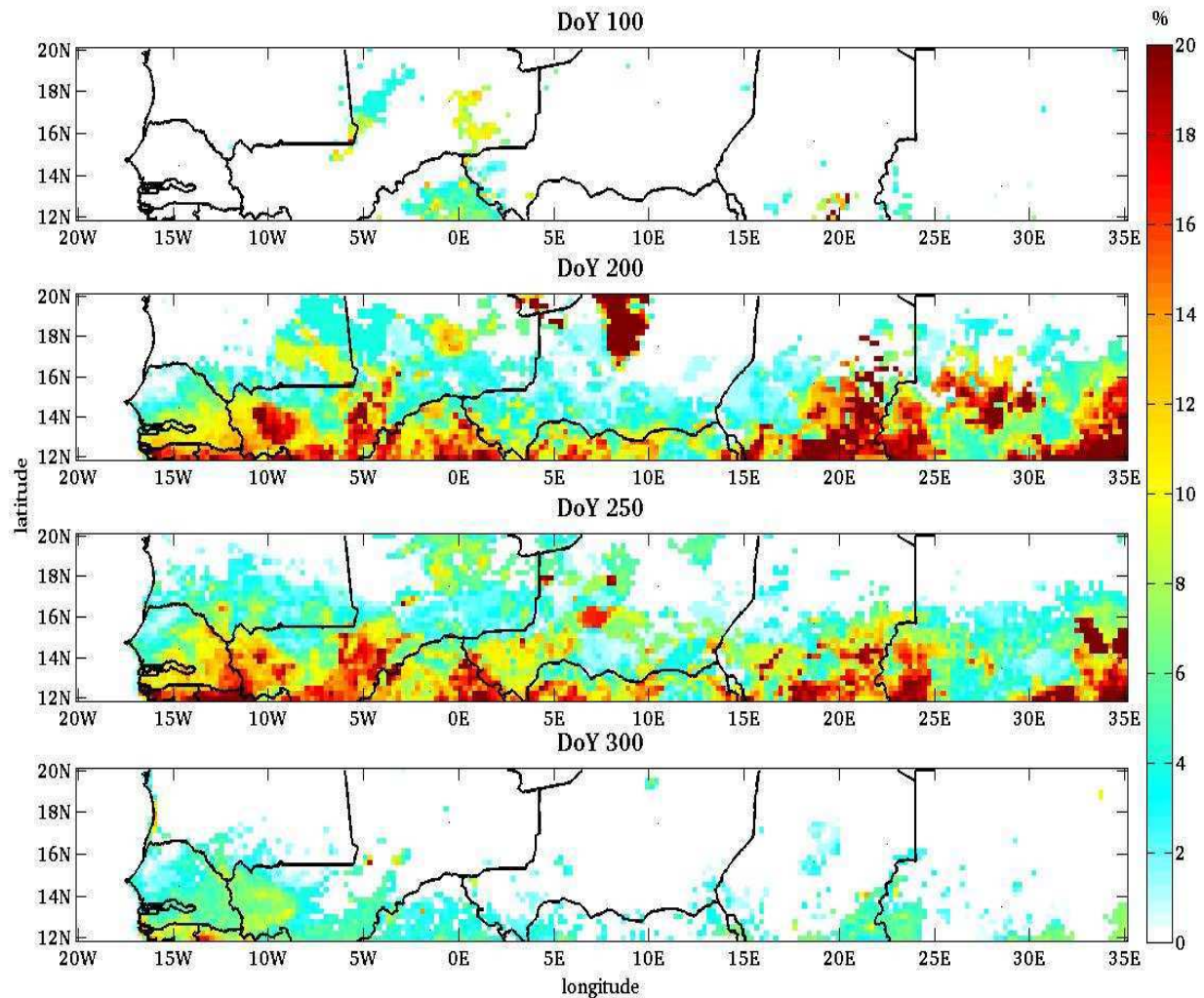


Figure 4-14 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Les valeurs d'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol sont comprises entre environ 2 et 6% sur une grande partie centrale (vers 16°N) de la zone tout au long de l'année, et ce quel que soit le produit de pluie employé. Les valeurs sont, bien sûr, plus importantes pour les 200^{ème} et 250^{ème} jours de l'année situés au cœur de la saison des pluies.

On notera par ailleurs, l'existence des structures régionales identiques pour les trois produits de pluie, vraisemblablement liées au type de sol (par exemple le maximum à 5°W et 12°N-14°N, et celui à l'extrémité sud-est de la zone, correspondant respectivement aux régions relativement argileuses du delta intérieur du Niger et de convergence de plusieurs affluents du Nil).

Une limitation de ce champ de valeurs est la non prise en compte de sa variabilité journalière. En effet, la couche superficielle du sol est très exposée aux variations diurnes de température. Par conséquent, l'humidité peut varier fortement au cours d'une même journée. Le calcul de bilan d'eau du modèle STEP faisant intervenir les températures extrêmes journalières, les valeurs obtenues

constituent la meilleure approximation possible avec les outils disponibles dans cette étude. Ce point devra sans doute être amélioré dans les suites qui seront données à ce travail.

Comme mentionné précédemment, l'humidité de la couche superficielle du sol influe sur la vitesse de friction seuil (équation (7)). Les **figures 4-15 à 4-17** illustrent l'effet de l'humidité du sol sur les seuils d'érosion. U_t^* augmente dans la partie sud de la zone au moment de la saison des pluies (rapport à la vitesse de friction seuil minimale sans humidité gravimétrique du sol, **figure 4-11**). Les valeurs étaient alors comprises entre 20 et 80 cm/s environ, avec un gradient nord-sud prononcé. Ici, les valeurs de vitesse de friction seuil minimale évoluent entre 20 et 200 cm/s environ, et le rapport représenté d'un facteur 1 à 4. L'augmentation est relativement faible pour la partie nord de la zone, mais elle est très marquée sur la partie sud (de 12°N à 16°N environ). Les valeurs les plus fortes, et leur plus grande étendue spatiale, sont atteintes aux 200^{ème} et 250^{ème} jours de l'année, autrement dit au cœur de la saison des pluies (mi-juillet et début septembre), puis elles diminuent légèrement au 300^{ème} jour de l'année, qui correspond à la fin de la saison des pluies (fin octobre).

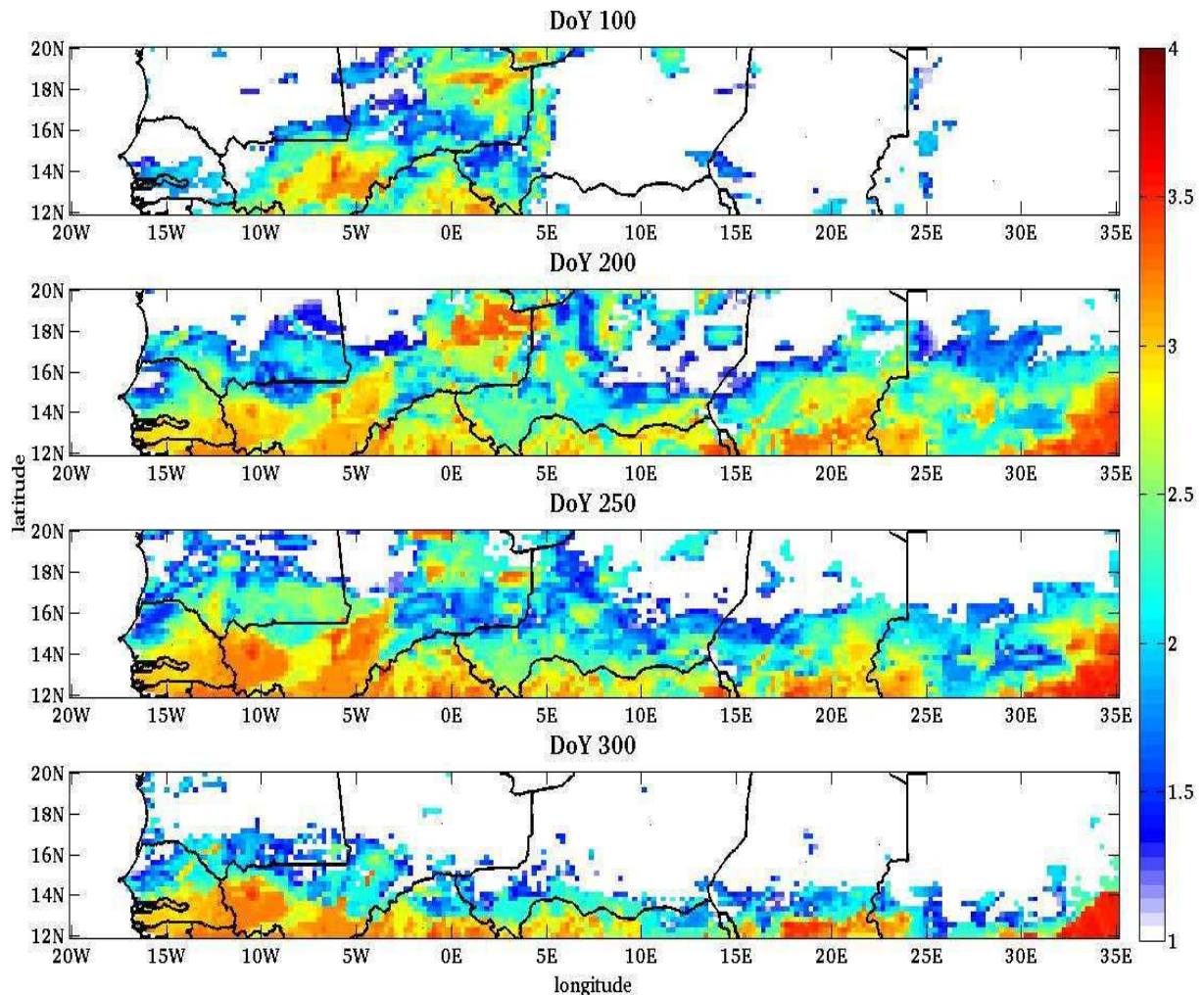


Figure 4-15 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

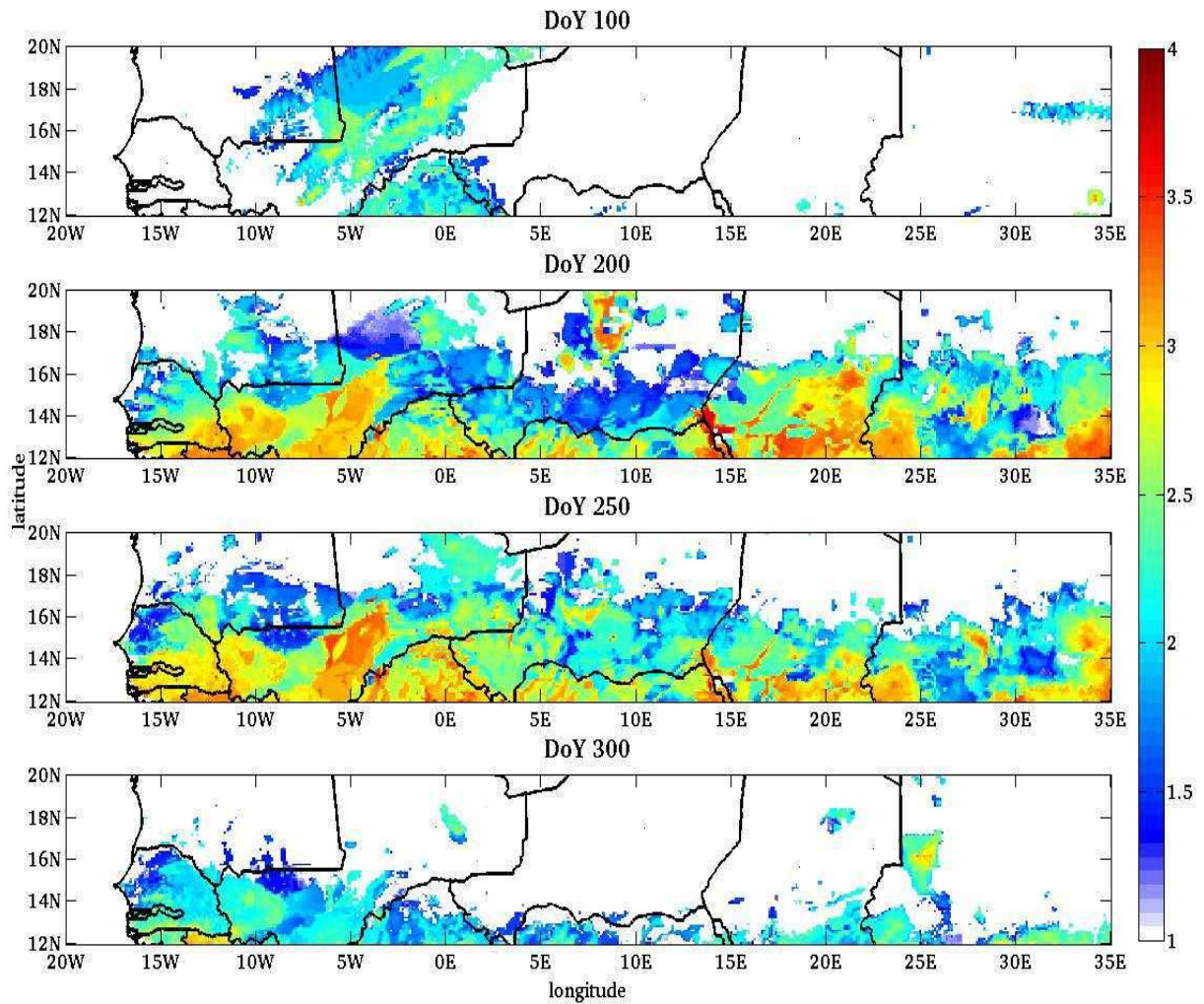


Figure 4-16 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

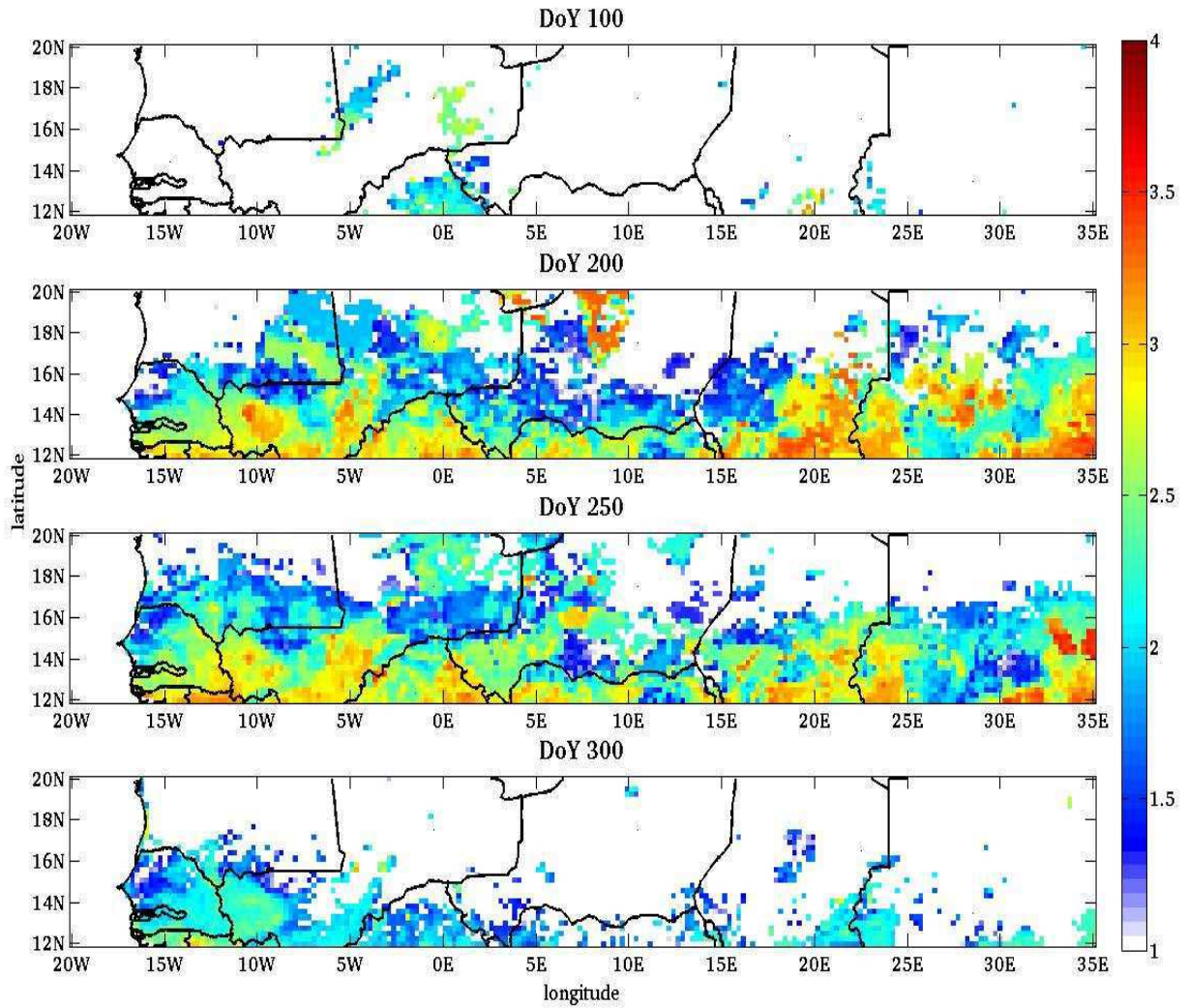


Figure 4-17 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

4.5.1.2. Rugosité dynamique

La forte dynamique saisonnière de la végétation en région sahélienne se répercute clairement sur la rugosité de la surface. Sur les **figures 4-18 à 4-20** sont représentés les logarithmes décimaux de la hauteur de rugosité aérodynamique de la surface due à la végétation, en centimètres, pour les 3 simulations de végétation et pour l'année 2004 sur notre zone d'étude.

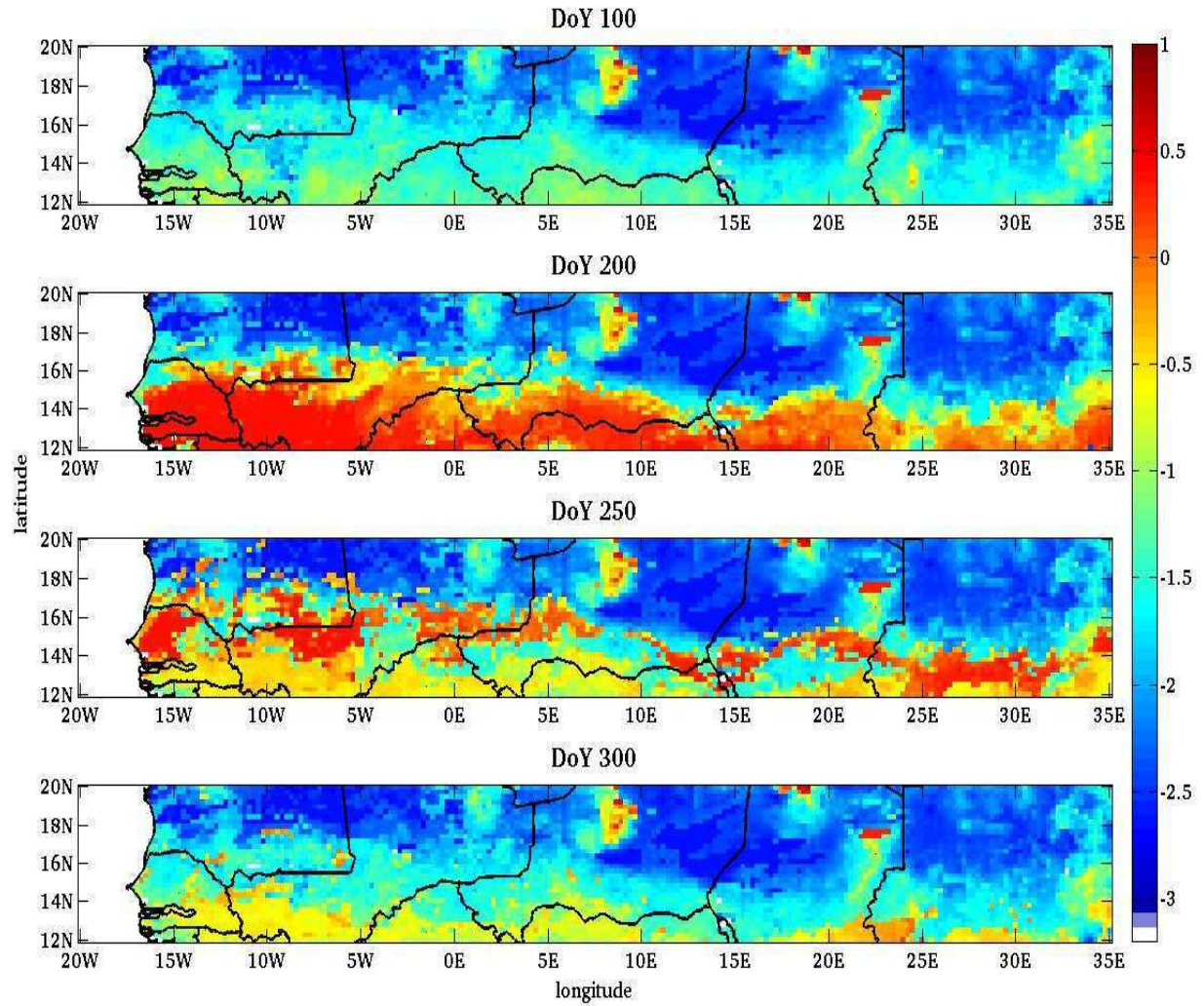


Figure 4-18 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

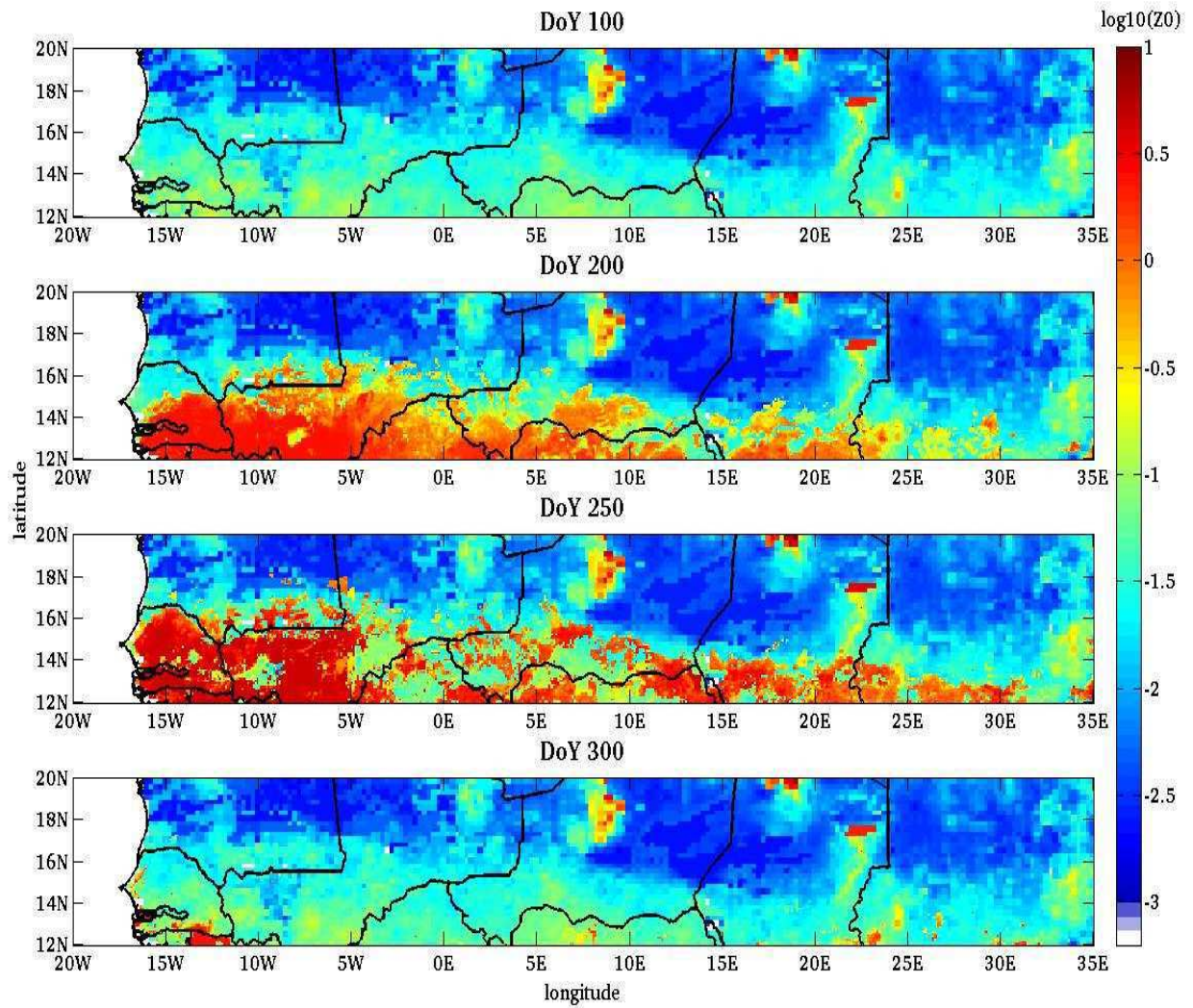


Figure 4-19 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

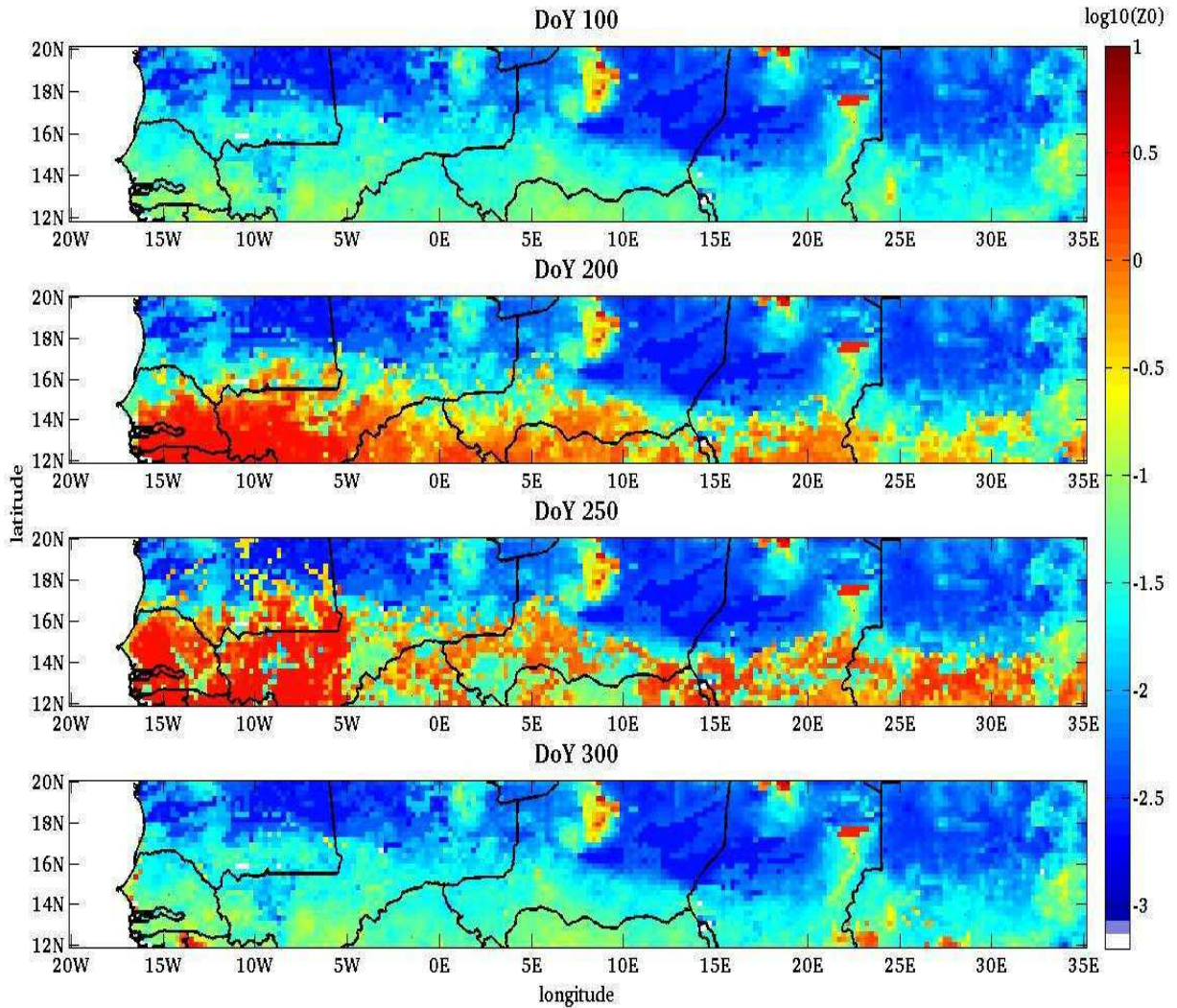


Figure 4-20 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Les trois séries de figures montrent une dynamique très marquée des hauteurs de rugosité aérodynamique de la surface : au 100^{ème} jour de l'année (début avril), la saison des pluies n'a pas encore commencé et la végétation est encore inexistante. La hauteur de rugosité est donc la hauteur de rugosité statique, quel que soit le produit de pluie.

Par la suite, la saison des pluies s'installe et la végétation se développe, gagne en hauteur et recouvre une partie du sol. Par conséquent, la hauteur de rugosité augmente fortement, comme illustré pour les 200^{ème} (fin juillet) et 250^{ème} (début septembre, donc proche du maximum de végétation, voir **partie 3**) jours de l'année. Les valeurs des logarithmes des hauteurs de rugosité sont alors sensiblement identiques quel que soit le produit employé. Cependant, en accord avec les résultats de la partie précédente, les rugosités liées à la végétation sont légèrement plus étendues vers le nord de la zone pour les simulations utilisant les produits de pluie CMORPH et TRMM comparativement à celles forcées par RFE.

Enfin au 300^{ème} jour de l'année (fin octobre), la phase de sénescence de la végétation se traduit par une hauteur de rugosité plus faible, et par ailleurs relativement homogène sur une grande partie sud de la zone. On remarque toutefois que la simulation forcée par le produit CMORPH aboutit encore à cette date à un couvert végétal plus présent à l'extrême sud de la zone, induisant une hauteur de rugosité plus importante que pour les autres produits de pluie.

L'effet de la végétation sur la vitesse de friction seuil s'ajoute en fait à celui de l'humidité superficielle du sol (**figures 4-21 à 4-23**). Les plages de couleur grise représentent les cas pour lesquels l'érosion éolienne est totalement inhibée par la présence de végétation (la fraction de surface érodable devient nulle).

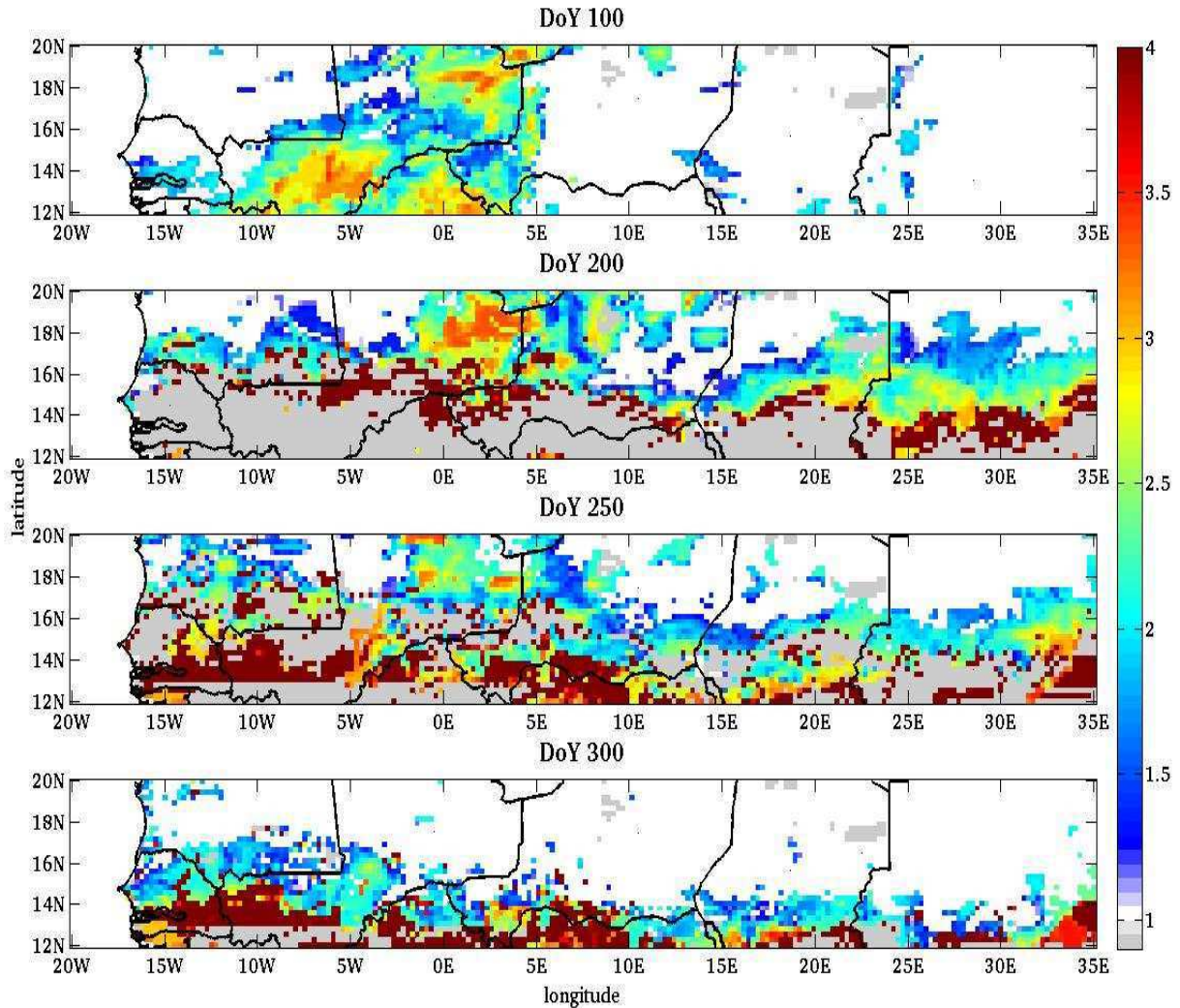


Figure 4-21 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

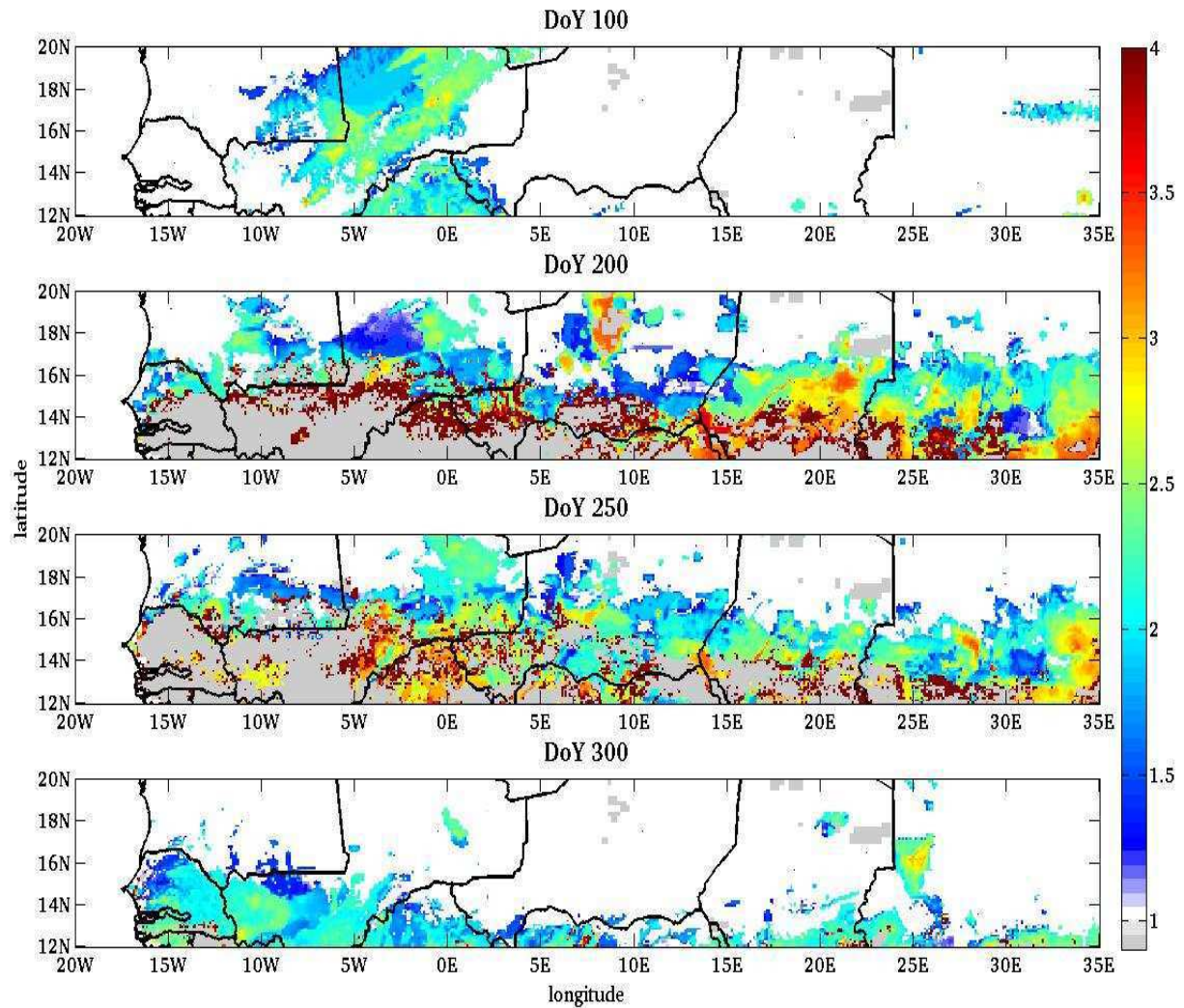


Figure 4-22 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

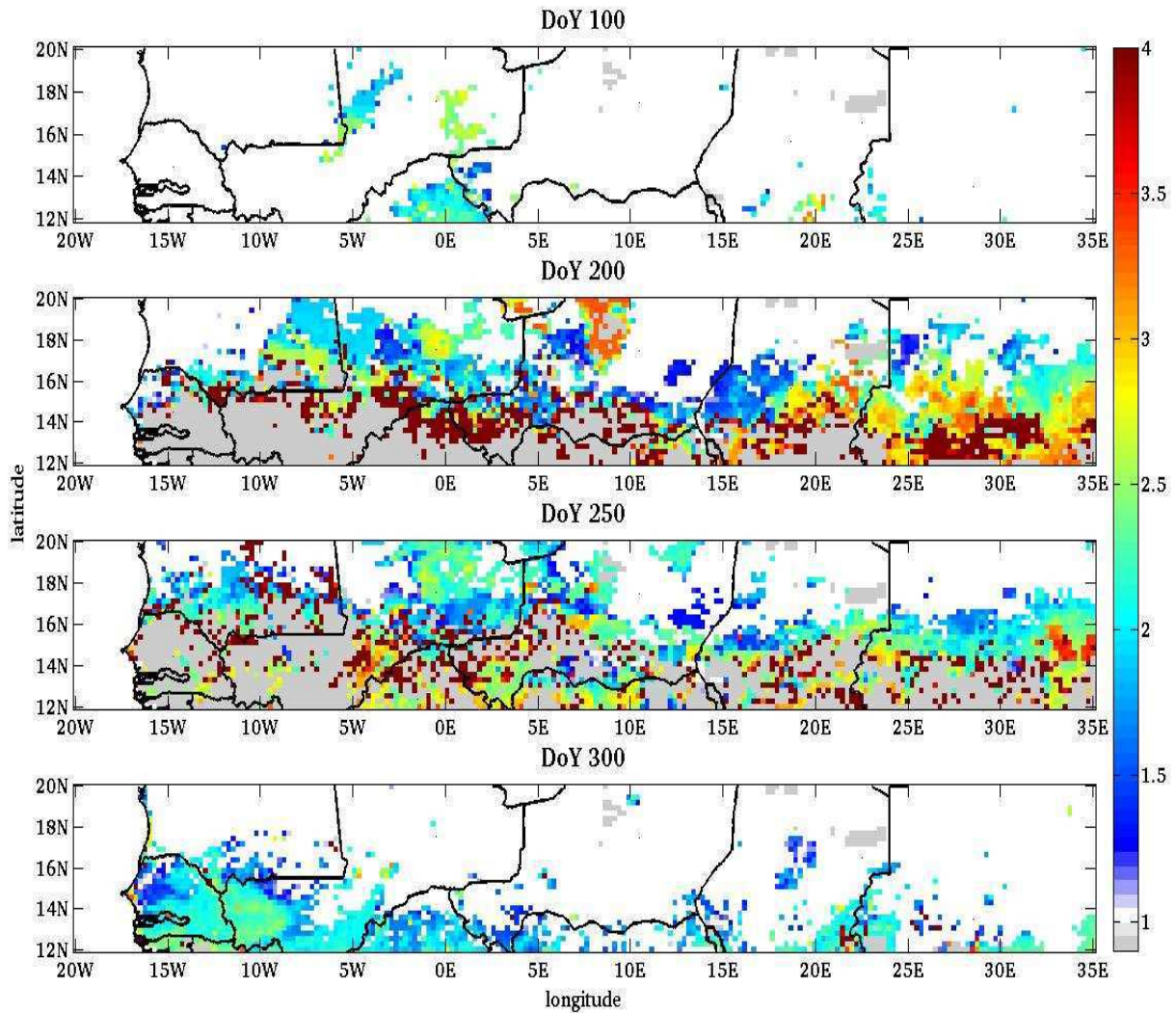


Figure 4-23 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Dès le 200^{ème} jour, l'érosion éolienne est inhibée par la végétation sur une grande partie sud de la zone. Au 300^{ème} jour, la surface est à nouveau suffisamment nue pour permettre l'émission d'aérosols minéraux (si le vent est assez fort). A titre d'illustration, la **figure 4-24** montre l'évolution du rapport de la vitesse de friction seuil minimale sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec entre le 100^{ème} et le 200^{ème} jour de l'année 2004 pour le produit de pluie TRMM3B42 : elle reproduit bien l'avancée de la végétation du sud de la zone vers le nord, avec un taux de couverture inhibant l'érosion en certaines régions à partir du 160^{ème} jour.

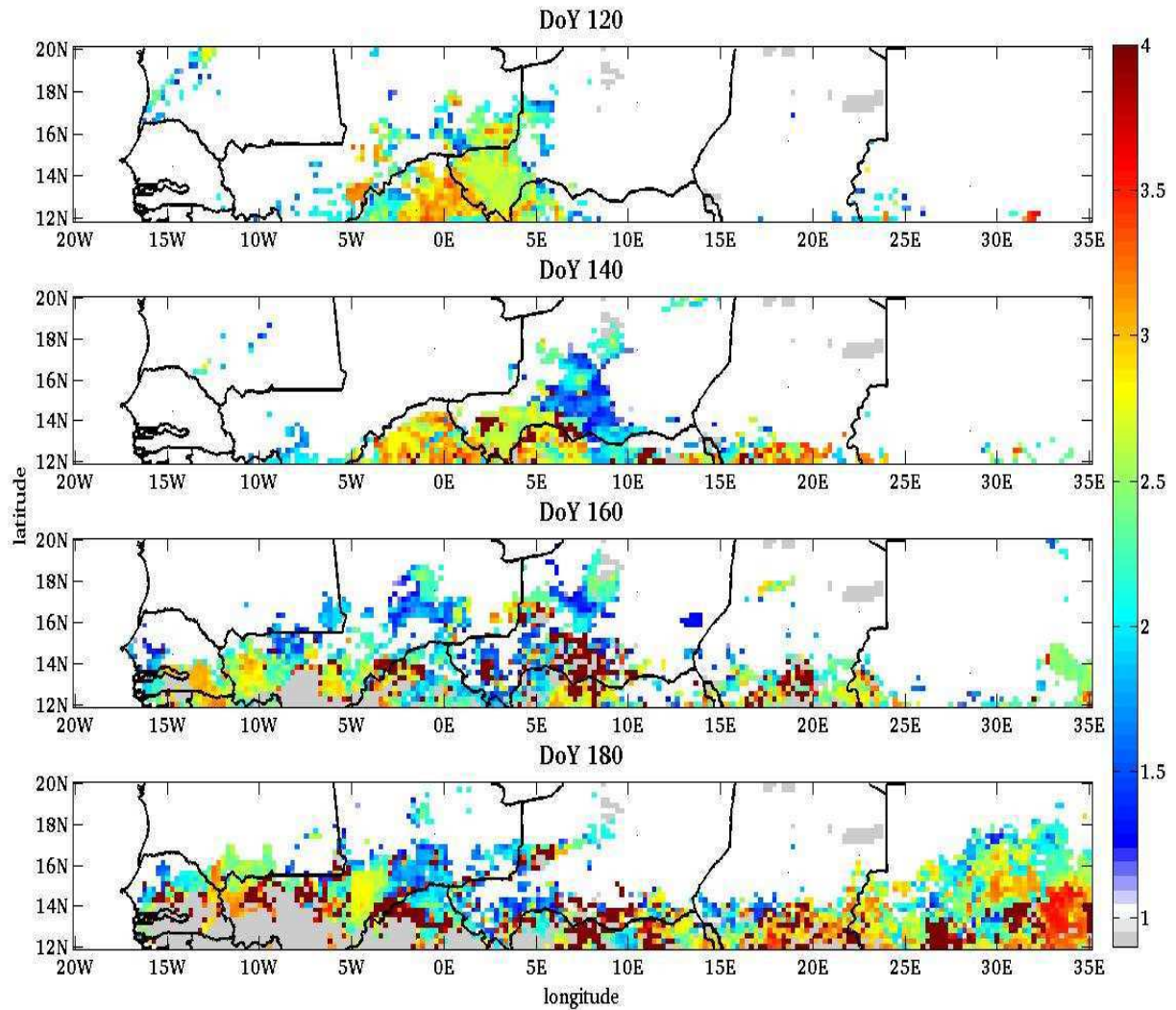


Figure 4-24 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 120^{ème}, 140^{ème}, 160^{ème} et 180^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

4.5.1.3. Flux d'émission

Dans un premier temps, les flux d'émission d'aérosols minéraux ont été simulés sur la zone sahélienne en l'absence de végétation et d'humidité superficielle du sol (**figures 4-25 et 26**), afin de disposer d'une « référence » permettant de mieux évaluer par la suite l'impact de ces deux facteurs. Les flux d'émission sont exprimés en Mt (pour l'année), et leurs fréquences sont calculées à un pas de temps de 3 heures puis exprimées en pourcentages. (La **figure 4-26**, de résolution 0.10°, a vu son échelle de couleur modifiée en conséquence pour être comparable avec la **figure 4-25**, à la résolution de 0.25°).

Il est à noter que le fait de travailler à deux résolutions différentes (0.10° et 0.25°) conduit à des différences en termes de flux d'émission, provenant des différences de champs de vent et de définition de la granulométrie et de la texture du sol. Ainsi, le flux simulé à la résolution de 0.25°

s'élève à 101.7 Mt pour l'année 2004 sur l'ensemble de la zone, et celui calculé à la résolution de 0.10° à 98.9 Mt. Comme on le voit, ces différences restent, malgré tout, minimales ($<3\%$).

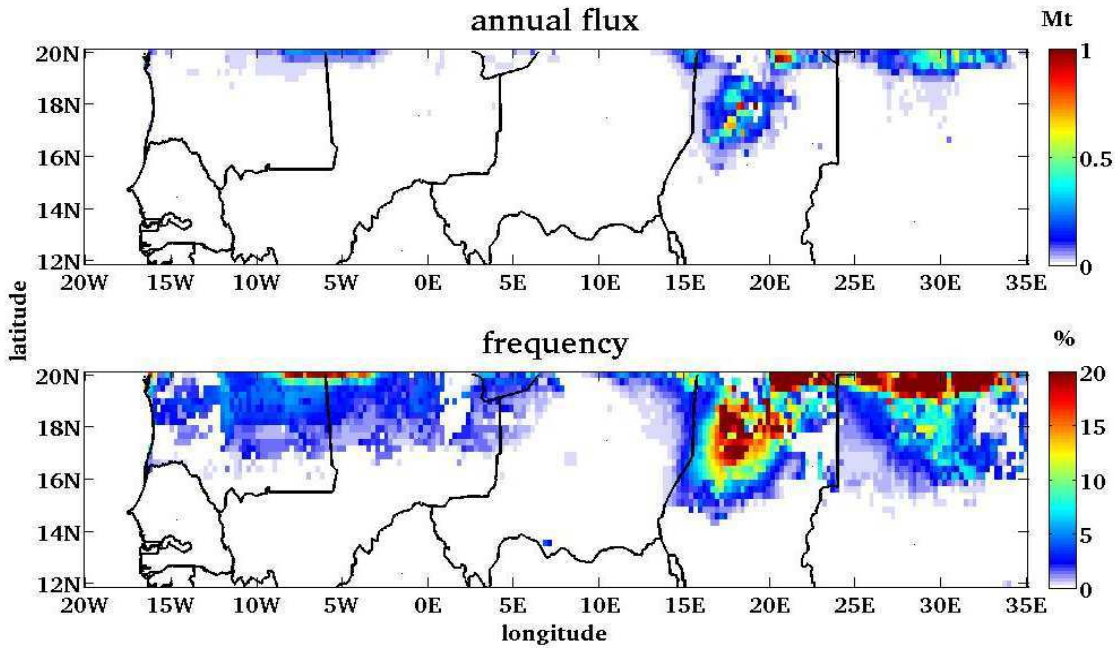


Figure 4-25 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, à la résolution de 0.25° , pour une surface sèche et dépourvue de végétation.

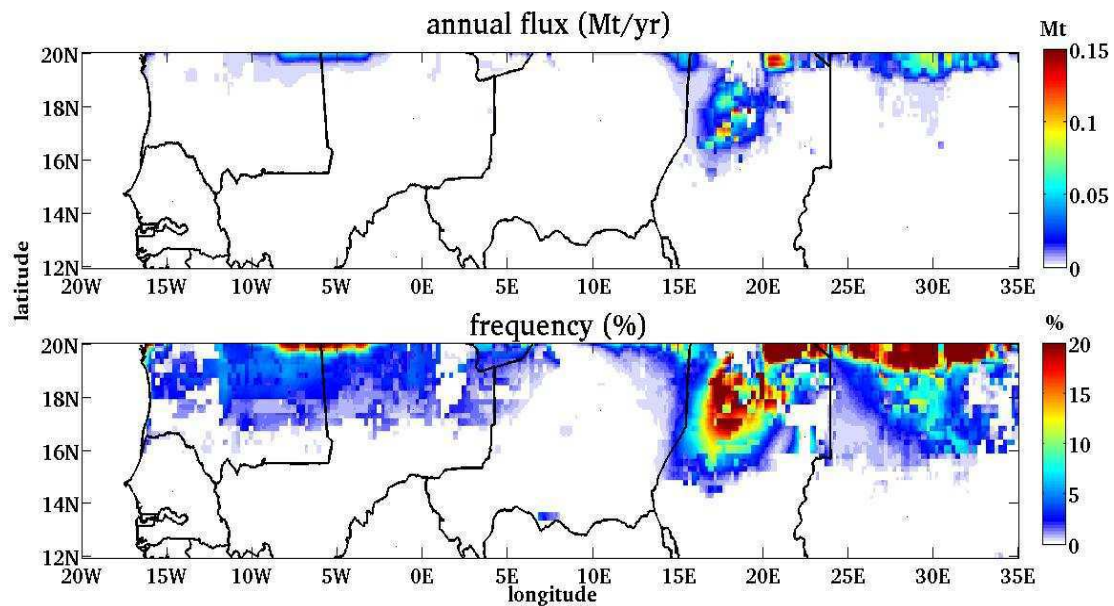


Figure 4-26 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, à la résolution de 0.10° , pour une surface sèche et dépourvue de végétation.

4. Simulations des émissions d'aérosols en région sahélienne

Les principales zones sources d'aérosols minéraux dans cette simulation sont essentiellement deux grandes structures : le système d'ergs mauritanien El Mreyye compris entre 18°N-20°N et 10°W-5°W d'une part, et une vaste région incluant la dépression de Bodélé (Tchad) et le grand erg de Bilma (Niger), de 15°E à 35°E et de 16°N à 20°N environ. On estime aujourd'hui que la dépression de Bodélé est la plus grande source d'aérosols minéraux dans le monde (e.g. Prospero et al., 2002 ; Koren and Kaufman, 2004).

Les flux d'émission simulés avec le DPM sur la zone sahélienne pour l'année 2004, en intégrant les effets de l'humidité superficielle du sol et du couvert végétal, sont représentés sur la série de **figures 4-27 à 29**. Les émissions sont principalement localisées sur la partie nord de la zone, et peuvent s'étendre jusqu'à environ 15°N, c'est à dire aux alentours de la limite nord du champ de végétation (voir **partie 3**).

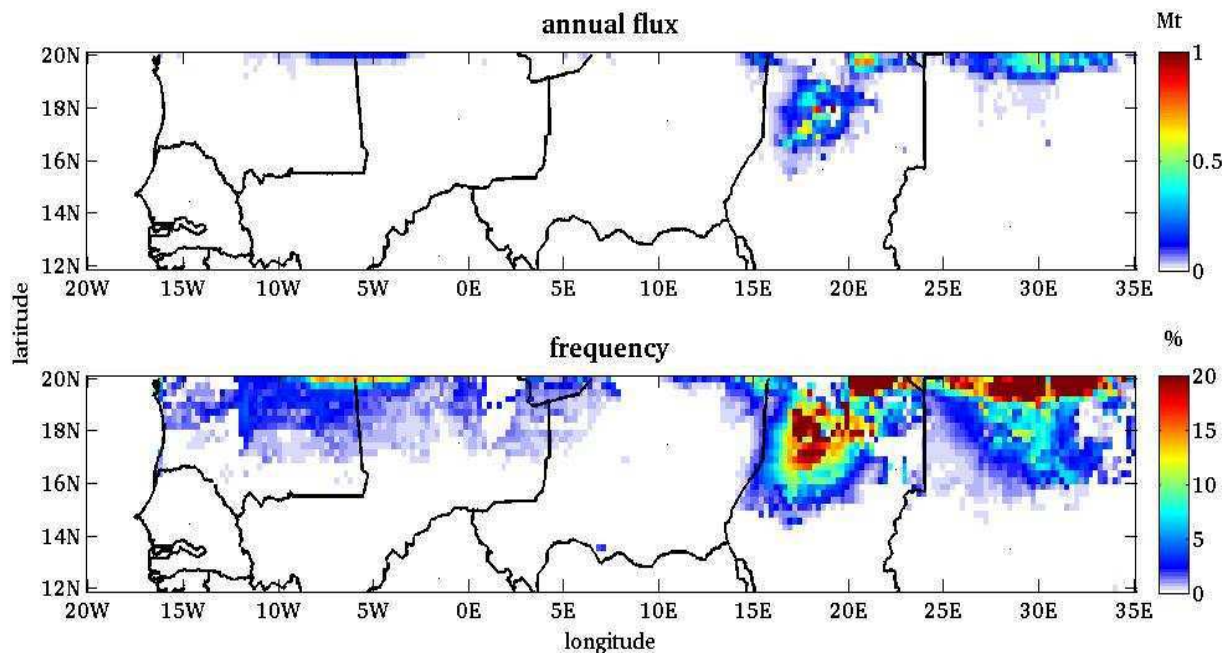


Figure 4-27 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie CMORPH.

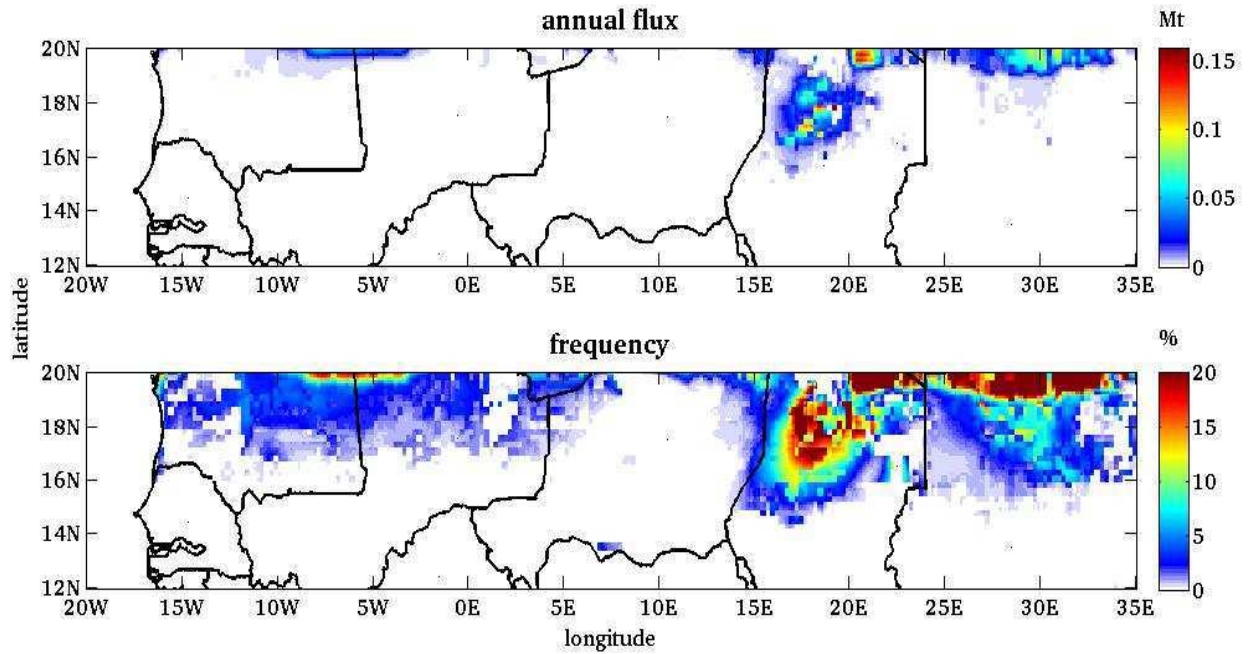


Figure 4-28 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie RFE2.0.

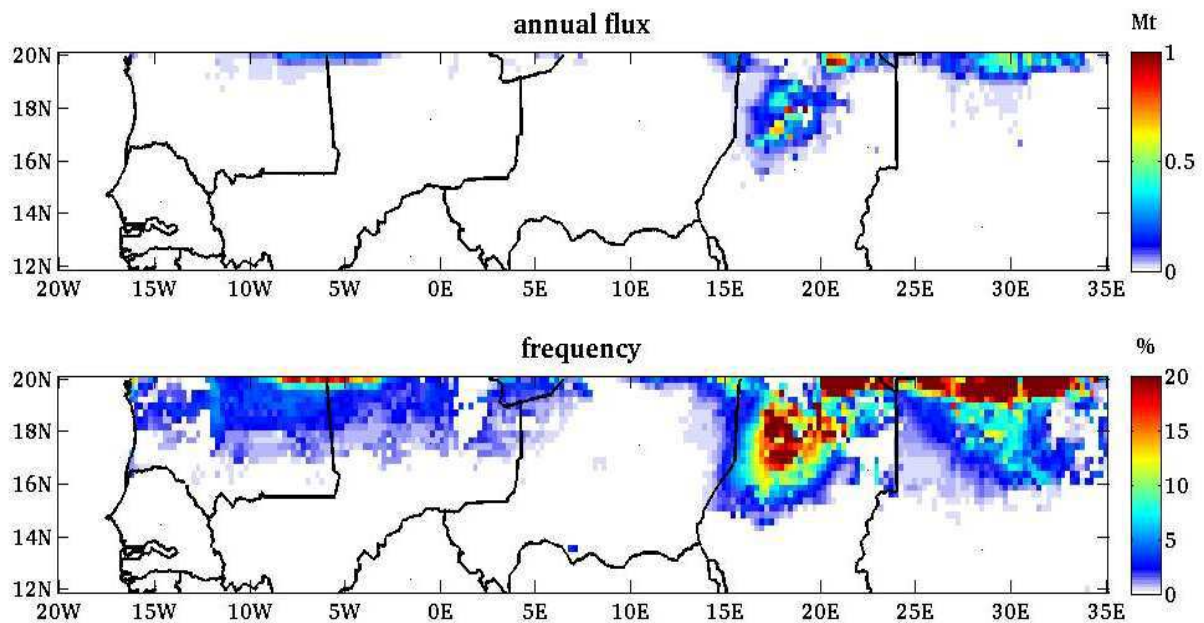


Figure 4-29 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

Les flux d'émission d'aérosol obtenus diffèrent selon le produit de pluie utilisé pour simuler la végétation. Ainsi le flux annuel total pour la zone d'étude en 2004 varie de 87.8 Mt avec CMORPH à 94.3 Mt avec RFE2.0 et 99.7 Mt avec TRMM3B42 (**tableau 4-2**). Quel que soit le produit de pluie utilisé, la quasi totalité des émissions provient de la région comprise entre les latitudes 16°N et 20°N ; en effet, la contribution de la zone comprise entre 12°N et 16°N est dans les trois cas de l'ordre de 1 Mt/an.

Cette structure du champ des émissions annuelles s'expliquent essentiellement par l'allure du champ de la vitesse du vent (**figure 4-30**). En effet, les principales zones émissives correspondent à de fortes fréquences de vitesse de vent à 10 mètres supérieure à 7 m/s. Cette valeur est l'ordre de grandeur de la vitesse de vent à 10 m nécessaire pour dépasser la vitesse de friction seuil de 20 cm/s, valeur minimale sur la zone simulée (voir **figure 4-11**). De plus, ces zones correspondent également à des plages de faible valeur de l'humidité de la couche superficielle du sol (**figures 4-12 à 14**).

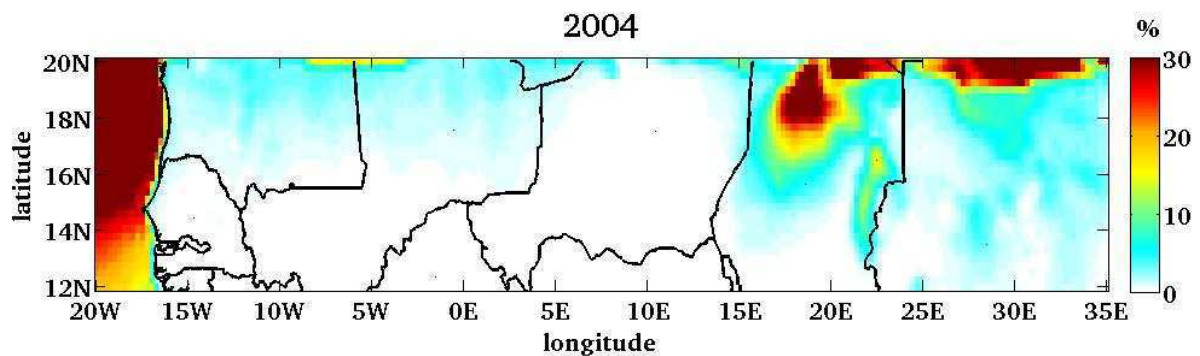


Figure 4-30 : Fréquence de vitesse de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour l'année 2004.

Nous retrouvons ici les principales zones sources évoquées précédemment, à savoir les grandes structures d'ergs entre 18°N-20°N et 10°W-5°W et la vaste région incluant la dépression de Bodélé (Tchad) et le Grand Erg de Bilma (Niger), de 15°E à 35°E et de 16°N à 20°N environ.

4.5.2. Résultats pluriannuels globaux

A l'échelle pluriannuelle, les quantités totales d'aérosols émis varient fortement sur la période 2004-2007 (les **figures 4-31 à 4-33** illustrent le cas du produit TRMM3B42). De manière générale, pendant cette période de 4 années, les flux d'émissions annuels augmentent au cours du temps (**tableau 4-2**). L'année 2007 est de loin la plus émissive.

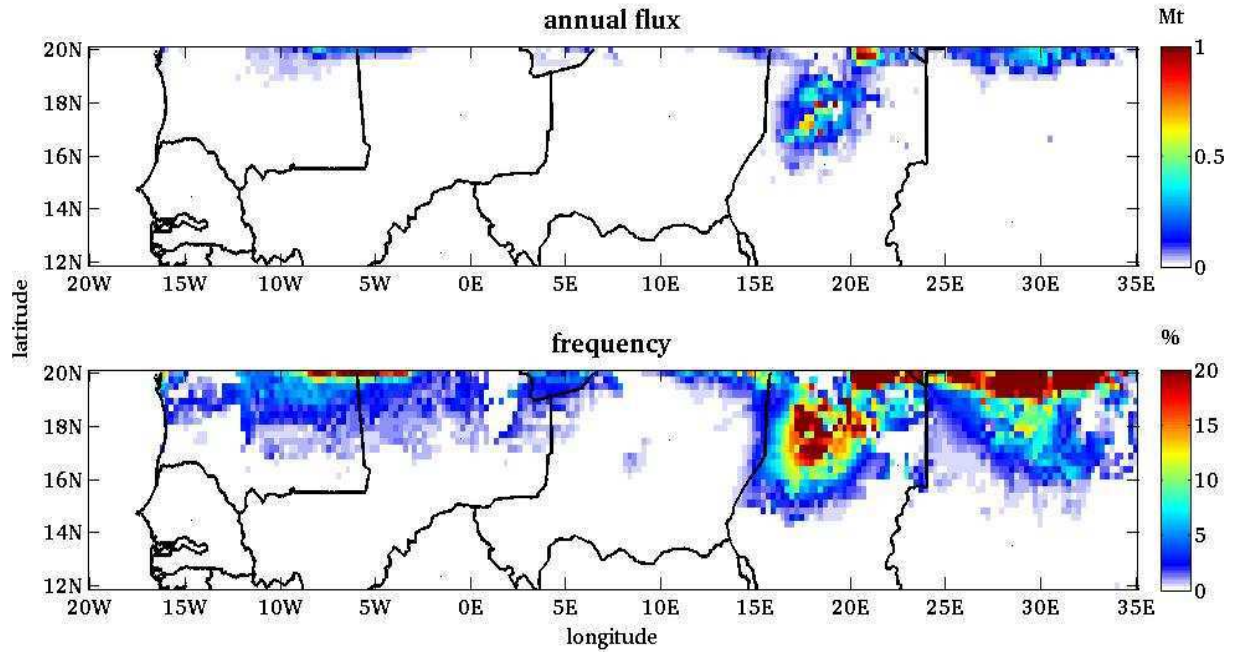


Figure 4-31 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2005 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

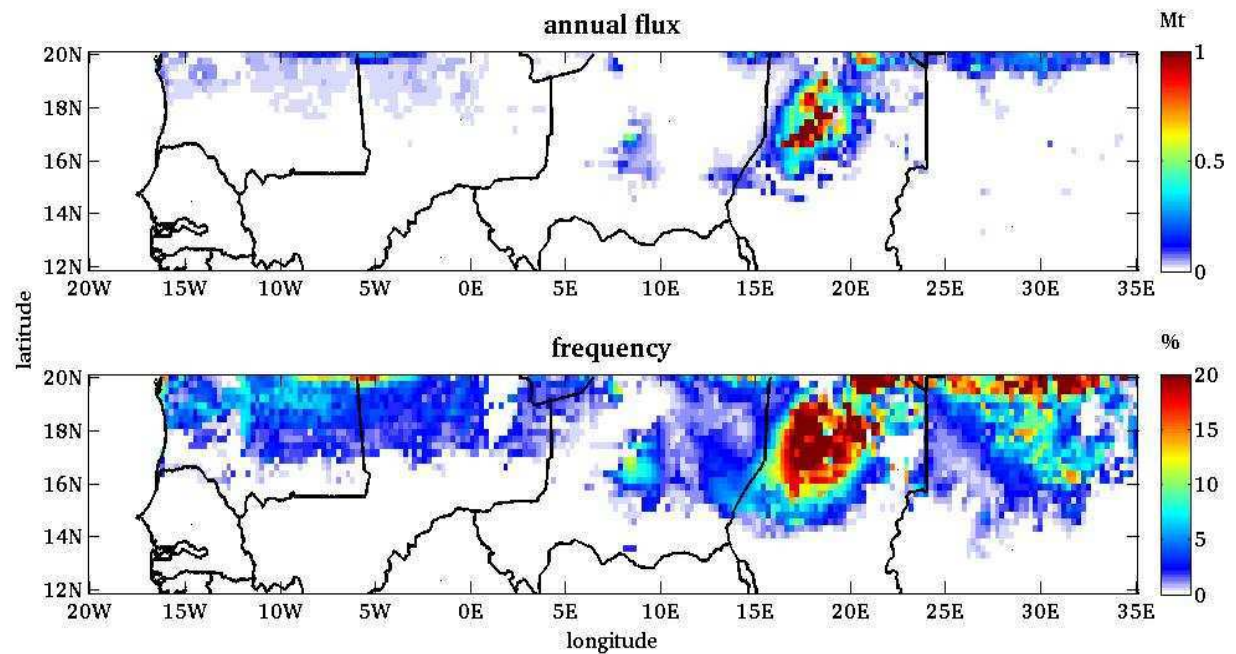


Figure 4-32 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2006 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

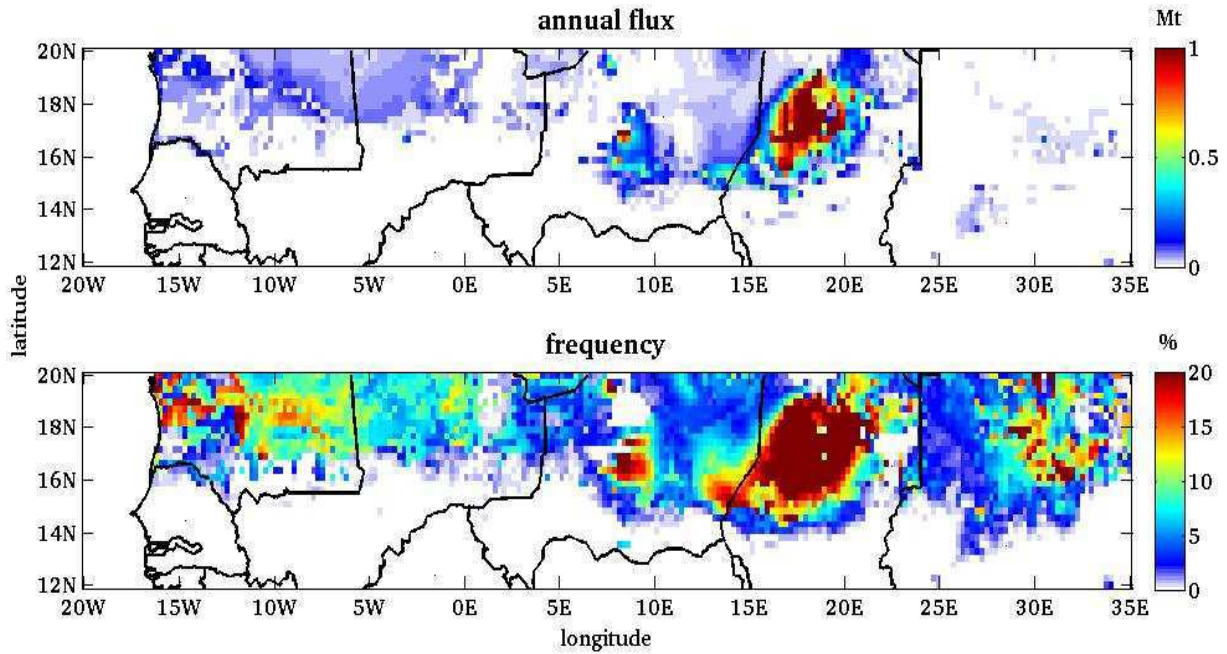


Figure 4-33 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2007 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

Cette évolution est essentiellement imputable aux variations du champ de vent. Les fréquences de vent supérieur à 7 m/s et les valeurs maximales de vent, pour l'année 2007, sont en effet nettement plus élevées que pour les autres années (notamment 2004, comme illustré sur les **figures 4-34** et **4-35**). Cette remarque se vérifie aussi, dans une moindre mesure, pour l'année 2006.

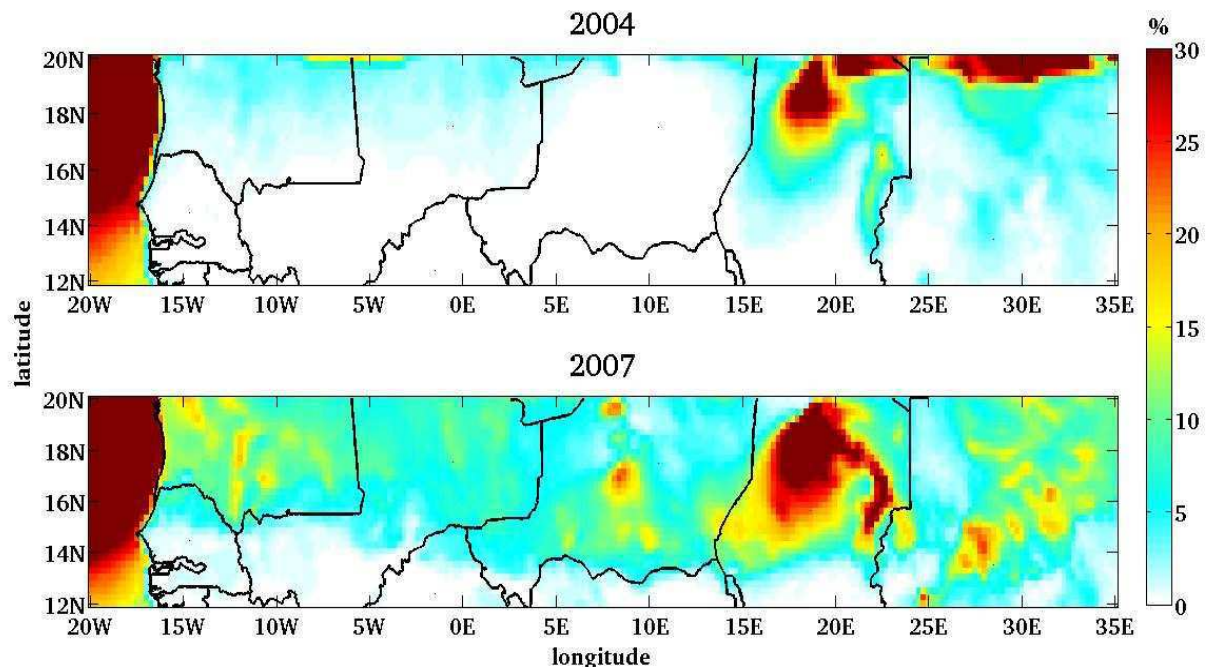


Figure 4-34 : Fréquence de vitesse de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour les années 2004 (haut) et 2007 (bas).

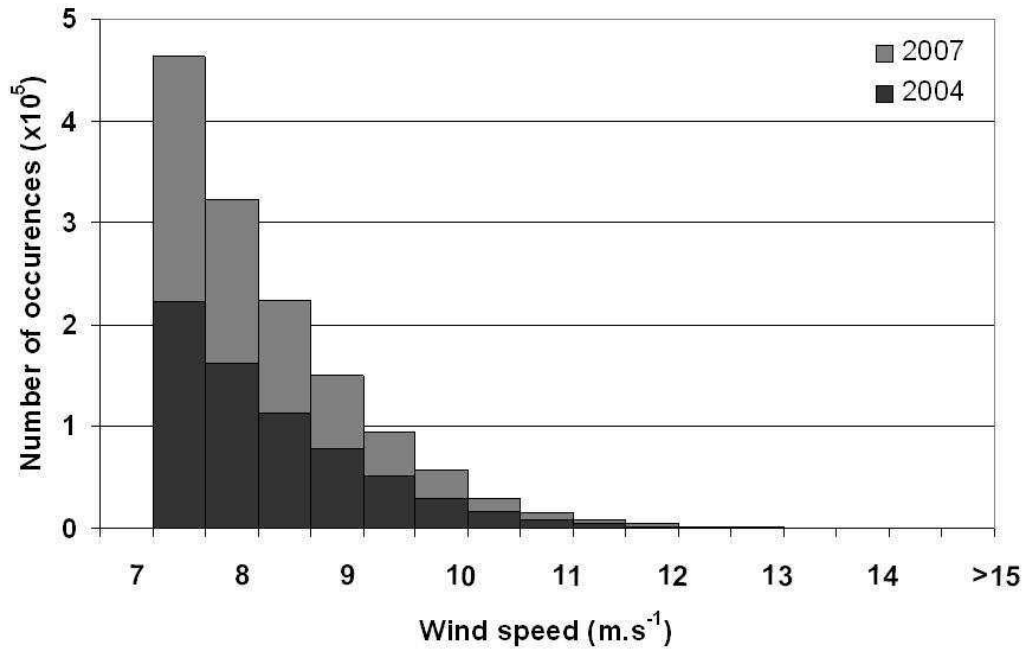


Figure 4-35 : Distribution des vitesses de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour les années 2004 et 2007.

Les **tableaux 4-2 et 4-3** représentent de façon synthétique les flux d'émission annuels en Mt en fonction des années, des produits de pluie employés en forçage, et de la résolution. Les différents cas sont les suivants :

- « sec lisse » : humidité superficielle et couvert végétal nuls
- « humide lisse » : couvert végétal nul, humidité superficielle obtenue par STEP
- « sec rugueux » : humidité superficielle nulle, couvert végétal tel que simulé par STEP
- « humide rugueux » : humidité superficielle et couvert végétal obtenus par STEP.

	Sec lisse	Humide lisse	Sec rugueux	Humide rugueux
CMORPH 2004	101.7	88.0	101.5	87.9
TRMM 2004		99.9	101.5	99.8
CMORPH 2005	99.1	93.1	98.9	92.9
TRMM 2005		95.9	97.9	94.7
CMORPH 2006	196.0	178.0	194.9	177.2
TRMM 2006		188.3	194.6	187.1
CMORPH 2007	381.5	347.4	377.3	346.0
TRMM 2007		366.1	377.6	364.5

Tableau 4-2 : Flux d'émission annuels, en Mt, pour la zone d'étude (12°N-20°N, 20°W-35°E) selon les années, les produits de pluie employés comme forçage, et les facteurs pris en compte, à la résolution de 0.25°.

4. Simulations des émissions d'aérosols en région sahélienne

	Sec lisse	Humide lisse	Sec rugueux	Humide rugueux
RFE 2004	98.9	94.3	98.9	94.3
RFE 2005	96.6	92.6	96.5	92.5
RFE 2006	192.3	178.9	191.9	178.7
RFE 2007	376.2	358.4	373.5	358.0

Tableau 4-3 : Flux d'émission annuels, en Mt, pour la zone d'étude (12°N-20°N, 20°W-35°E) selon les années, les produits de pluie employés comme forçage, et les facteurs pris en compte, à la résolution de 0.10°.

Ces résultats montrent que, de manière générale, en termes d'inhibition de l'érosion éolienne sur l'ensemble de la zone étudiée, l'humidité superficielle du sol a un impact plus fort que le couvert végétal. En effet, la diminution du flux annuel d'émission dû à ce seul facteur est de l'ordre de 5 à 10% environ selon les années et les produits de pluie, alors que l'impact de la modification de la rugosité de la surface par le couvert végétal est généralement inférieur à 1%.

Dans ce qui suit nous allons quantifier plus précisément l'impact de la végétation saisonnière sur l'érosion éolienne au Sahel. En effet, la zone d'étude comprend des régions très fortement émissives en aérosols minéraux, dont notamment la dépression de Bodélé, considérée comme la plus importante source d'aérosols minéraux au monde (Middleton and Goudie, 2001 ; Prospero et al., 2002). Il convient donc de restreindre la quantification de l'impact du facteur « végétation » aux régions effectivement lieux d'un cycle végétatif saisonnier.

4.5.3. Impact de la végétation (échelle pluriannuelle)

On ne considère ici que les mailles en lesquelles se trouvent 1) un flux annuel non nul dans le cas « sec lisse » (sans humidité superficielle du sol et sans végétation), et 2) un couvert végétal saisonnier (dont le LAI dépasse $0.3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ sur l'année). L'ensemble de ces 2 conditions est illustré **figure 4-36**.

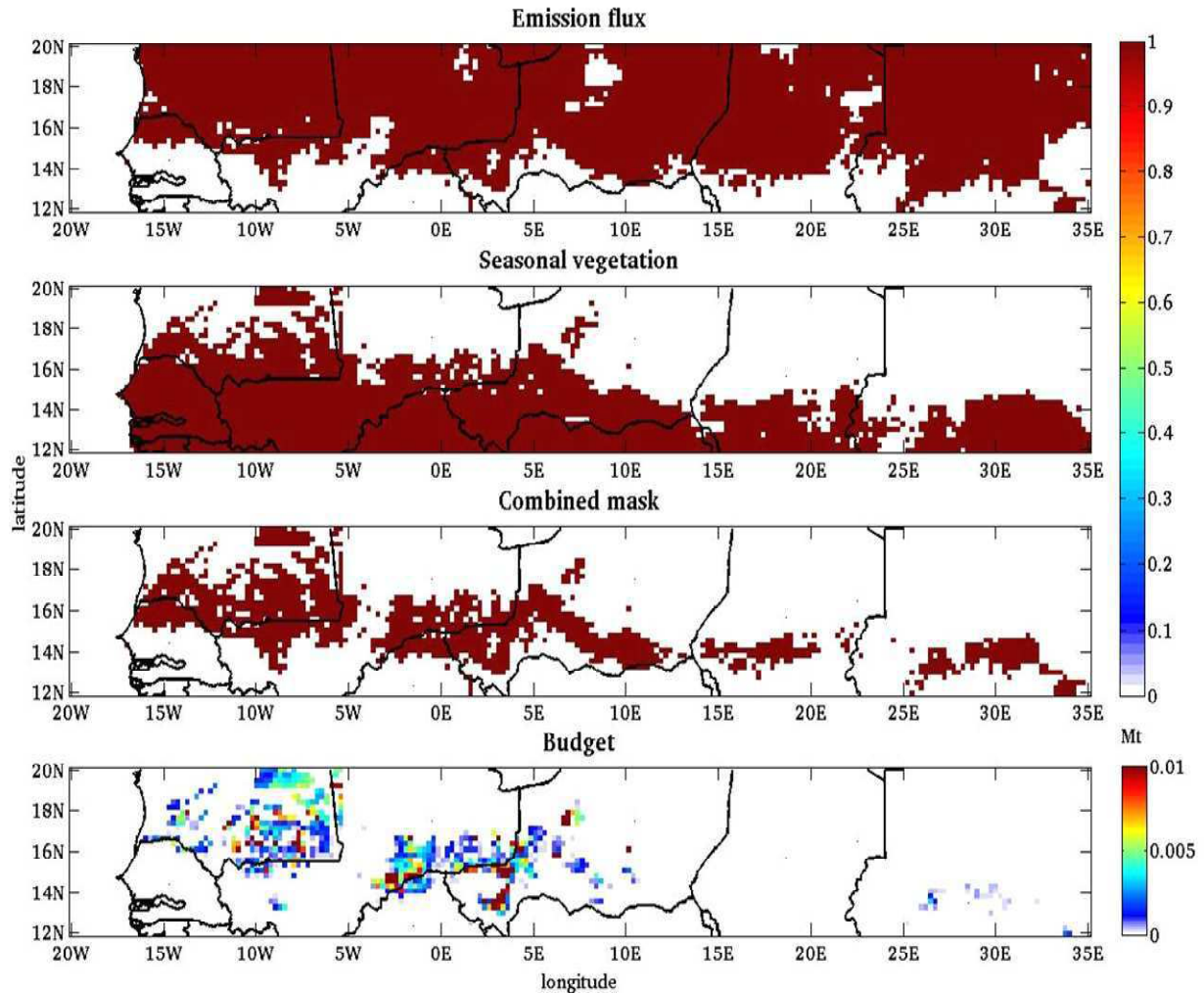


Figure 4-36 : Cartes pour l'année 2007 de (de haut en bas) : localisation d'un flux d'émission d'aérosols minéraux non nul dans le cas « lisse sec » ; localisation de la végétation saisonnière dont le LAI dépasse $0.3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ sur l'année ; mailles satisfaisant ces 2 conditions ; émissions annuelles d'aérosol sahélien (en Mt), simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

La troisième figure de la série **figure 4-36** fait clairement apparaître une frange géographique où se développe un couvert végétal saisonnier et où ont lieu des émissions d'aérosols minéraux. Par la suite, on nommera cette zone « frange émissive saisonnièrement végétalisée ». Cette frange présente une légère orientation nord-ouest/sud-est induite par la structure du champ de végétation sahélien, c'est-à-dire par le champ de précipitation (voir **partie 2**). De plus, elle va s'amincissant d'ouest en est. Ces caractéristiques se retrouvent chaque année au cours de la période 2004-2007, et ce, quel que soit le produit de pluie utilisé.

4. Simulations des émissions d'aérosols en région sahélienne

L'évaluation des bilans est alors menée uniquement sur cette zone, par la comparaison du flux annuel avec et sans végétation saisonnière (**tableau 4-4**). Précisons ici que l'étendue de la frange émissive saisonnièrement végétalisée, parce qu'elle dépend de la répartition spatiale du couvert végétal, dépend du produit de pluie employé en forçage.

	Sec lisse (Mt)	Sec rugueux (Mt)	Bilan (%)
CMORPH 2004	0.8	0.7	13%
RFE 2004	0.13	0.12	8%
TRMM 2004	0.7	0.6	14%
CMORPH 2005	0.7	0.5	29%
RFE 2005	0.4	0.3	25%
TRMM 2005	4.6	3.3	28%
CMORPH 2006	3.7	2.9	20%
RFE 2006	2.4	2.1	13%
TRMM 2006	5.2	4.1	21%
CMORPH 2007	25.4	22.6	11%
RFE 2007	22.2	20.0	11%
TRMM 2007	20.5	17.8	13%

Tableau 4-4 : Flux annuels d'émission d'aérosols minéraux dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée, sans (cas « sec lisse ») et avec (cas « sec rugueux ») prise en compte du couvert végétal ; et différence exprimée en pourcentage par rapport au flux du cas « sec lisse ».

Les flux d'émission annuels, en masse, de la frange émissive saisonnièrement végétalisée suivent la même tendance que les flux d'émission annuels sur l'ensemble de la zone d'étude : ils sont relativement faibles et du même ordre de grandeur en 2004 et 2005, augmentent légèrement en 2006, et sont nettement plus importants en 2007. De manière générale, l'étendue de cette frange est moins grande dans les cas faisant usage du produit de pluie RFE2.0 : en effet, le couvert végétal simulé par le modèle STEP est moins étendu spatialement avec ce produit.

La diminution sur cette frange du flux d'émission annuel, en masse, imputable au couvert végétal saisonnier varie de 8 à 28%. Elle est généralement la plus faible dans les cas impliquant le produit RFE2.0 (en 2005 et 2006). Toutefois, on retrouve la même diminution de 11% en masse environ du flux d'émission annuel en 2007 quel que soit le produit de pluie.

Dans le cas de l'année 2007, pour laquelle les flux d'émission sont les plus forts, l'écart en termes de nombre d'évènements (un évènement étant défini comme une tranche horaire de 3 heures au cours de laquelle sont émis des aérosols minéraux sous l'action du vent) est représenté sur la série de **figures 4-37**.

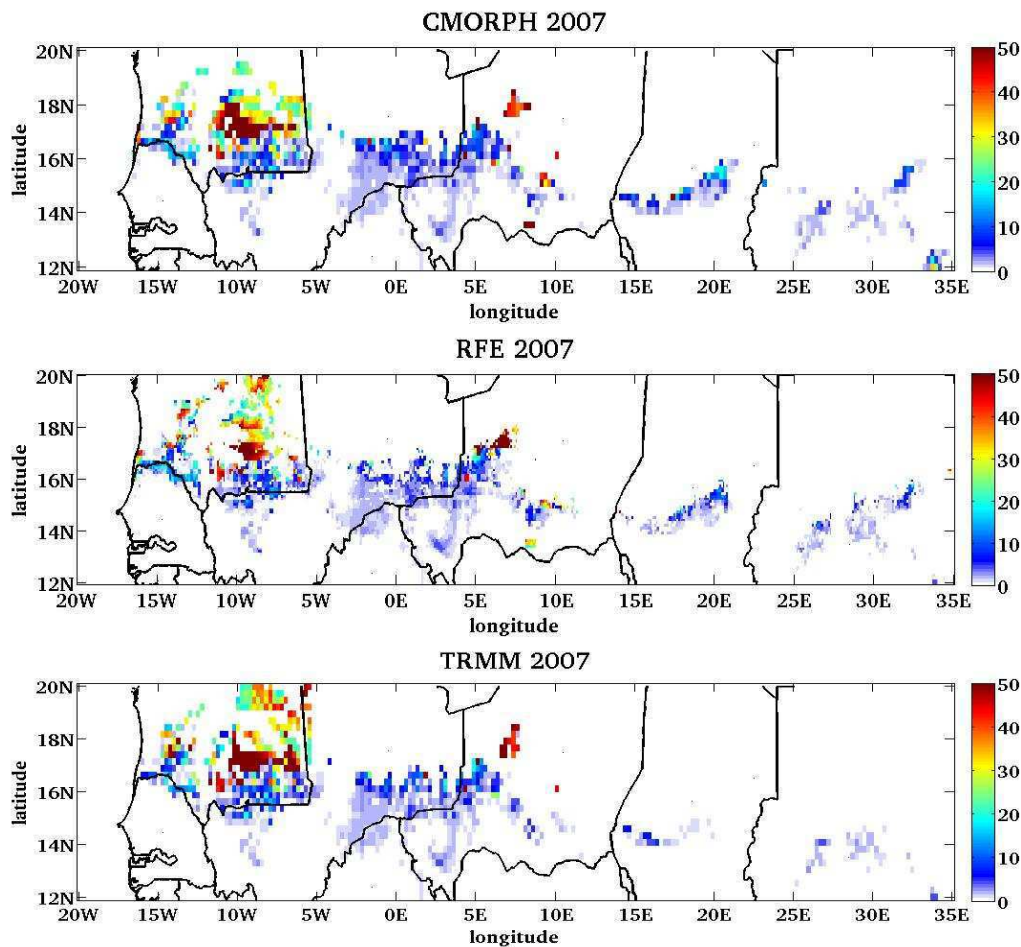


Figure 4-37 : Différence de nombres d'évènement pour l'année 2007 entre « cas sec et lisse » et cas «sec et rugueux » dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée selon le produit de pluie utilisée (haut : CMORPH ; milieu : RFE2.0 ; bas : TRMM3B42).

Ces différences varient de 0 à 100 occurrences environ (sur l'ensemble de l'année qui comprend 2920 tranches horaires de 3 heures), mais dans la plupart des mailles concernées elles sont inférieures à 50. De plus, les différences en termes de nombre d'évènements d'émission d'aérosols simulés, entre les cas prenant compte ou non du couvert végétal, sont nettement plus fortes au nord-ouest de la zone que dans le reste de la frange.

Nous avons, de plus, représenté la distribution temporelle en masse de ces émissions au cours de l'année 2007 pour le cas « sec et rugueux » pour toute la zone d'étude d'une part, et pour la frange émissive saisonnièrement végétalisée d'autre part (**figure 4-38**).

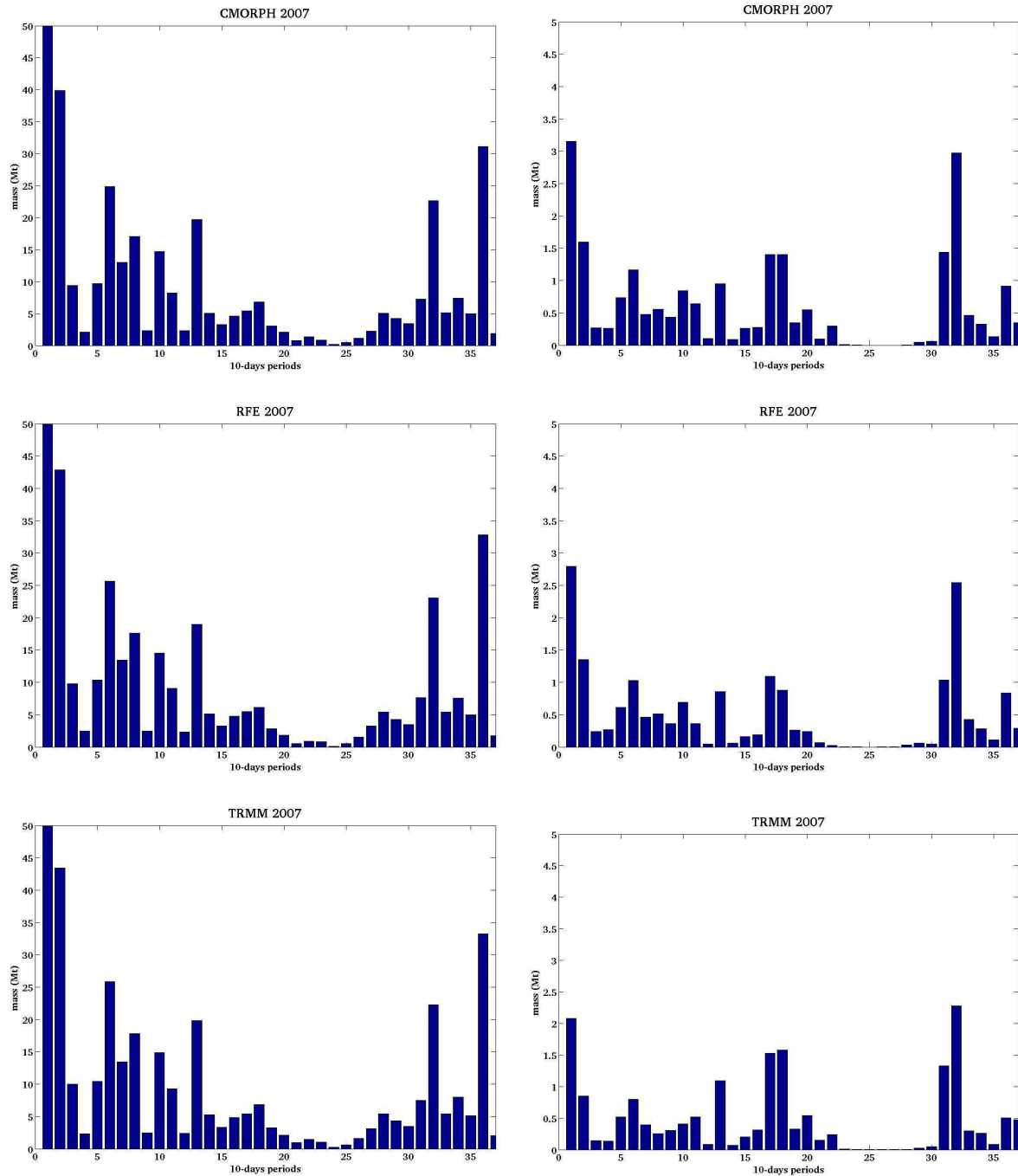


Figure 4-38 : Distribution temporelle (en décades) des flux d'émission d'aérosols minéraux (en Mt) pour l'année 2007 dans notre zone d'étude (gauche) et dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée (droite) simulés par le DPM avec les trois produits de pluie en forçage (CMORPH : haut ; RFE : milieu ; TRMM : bas).

Les flux d'émission sur l'ensemble de la zone d'étude montrent une saisonnalité marquée : les émissions les plus importantes en masse ont lieu au début de l'année (janvier), puis décroissent mais demeurent importantes (mars à mai : décades 6 à 13 environ). De la 15^{ème} à la 30^{ème} décade (juin à octobre environ, autrement dit la saison des pluies), les émissions sont faibles par rapport au reste de l'année, et montrent un minimum très prononcé aux alentours de la 25^{ème} décade (début septembre : période du maximum de végétation, voir **partie 3**). Enfin les émissions augmentent à nouveau

légèrement en fin d'année. Ces caractéristiques demeurent quel que soit le produit de pluie employé en forçage du modèle de végétation.

Les émissions de la frange émissive saisonnièrement végétalisée montrent une saisonnalité très similaire, avec toutefois deux différences notables. D'une part, les flux sont nuls, et non plus faibles, au cœur de la saison des pluies (et donc au maximum de végétation, décades 24 à 28 environ). D'autre part, la contribution de la période juste précédente (décade 15 à 20, i.e. juin-juillet) est plus forte, par rapport au reste de l'année, que lorsque l'on considère l'ensemble de la zone d'étude. Là encore ces observations sont vérifiées pour les trois jeux de simulations utilisant les différents produits de pluie.

D'après des mesures effectuées dans trois stations le long d'un transect sahélien est-ouest (Marticorena et al., 2010), nos résultats reproduisent bien la saisonnalité observée sur le terrain. En effet, ces auteurs attribuent les fortes concentrations en aérosols minéraux du début de la saison des pluies à des émissions locales, car les vents mesurés sont très intenses à cette époque de l'année (lignes de grain). A contrario, les fortes concentrations en aérosols minéraux observées au mois de mars, n'étant pas associé à des vents locaux suffisamment fort pour avoir provoqué des émissions, sont associées à du transport en provenance du Sahara.

Ces résultats sont également à mettre en regard avec la dynamique du vent au cours de l'année sur l'ensemble de notre zone d'étude. En effet, la distribution temporelle des fréquences de vent à 10 mètres (ECMWF) supérieur à 7 m/s reproduit sensiblement cette saisonnalité (**figure 4-39**). Cependant, alors que Marticorena et al. (2010) ont montré que les vents les plus forts avaient lieu au début de la saison des pluies (décades 18 à 20 environ), en raison du passage d'événements convectifs très intenses et très localisés, les vitesses de vent calculées par le modèle ECMWF ne reproduisent pas complètement cette forte contribution.

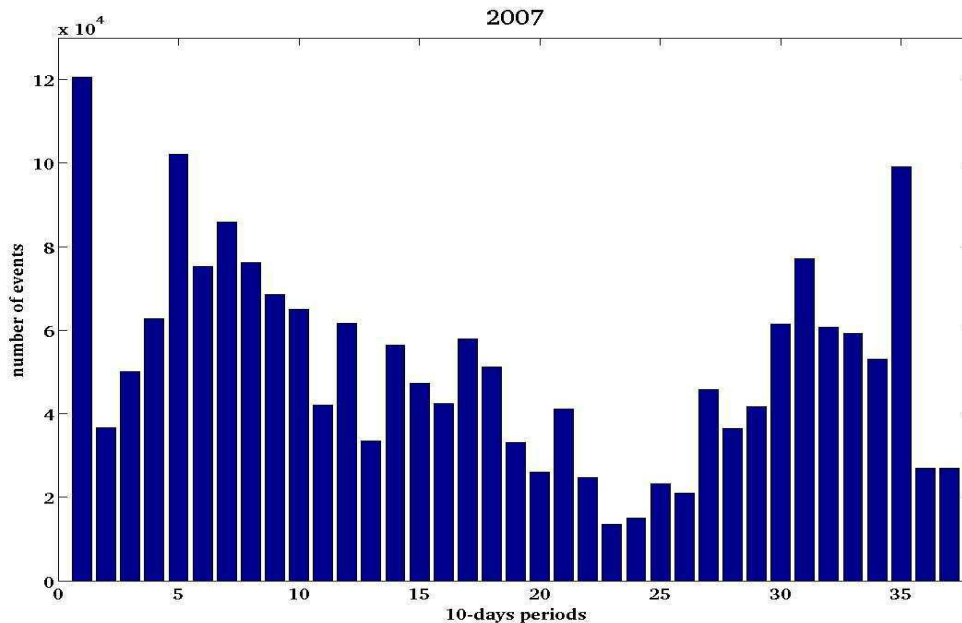


Figure 4-39 : Distribution temporelle (par décades) des vitesses de vent à 10 m (ECMWF) supérieures à 7 m/s pour l'année 2007.

4.5.4. Impacts combinés de la végétation et de l'humidité (échelle pluriannuelle)

En réalité, les effets de la présence de végétation saisonnière et de l'humidité de la couche superficielle du sol se combinent en termes d'impact sur les émissions d'aérosols minéraux. Le **tableau 4-5** présente les flux annuels d'émissions (en Mt) et leur bilan sur la frange émissive saisonnièrement végétalisée entre les cas "sec lisse" et "humide rugueux", pour les années 2004 à 2007 et selon les simulations obtenues avec les trois produits de pluie en forçage. La première colonne de valeurs est donc identique à celle du **tableau 4-4**.

	Sec lisse (Mt)	Humide rugueux (Mt)	Bilan (%)
CMORPH 2004	0.8	0.5	38%
RFE 2004	0.13	0.10	23%
TRMM 2004	0.7	0.5	29%
CMORPH 2005	0.7	0.4	43%
RFE 2005	0.4	0.25	37%
TRMM 2005	4.6	3.0	35%
CMORPH 2006	3.7	2.3	42%
RFE 2006	2.4	1.9	21%
TRMM 2006	5.2	3.8	32%
CMORPH 2007	25.4	19.9	22%
RFE 2007	22.2	18.2	18%
TRMM 2007	20.5	16.3	20%

Tableau 4-5 : Flux annuels d'émissions d'aérosols minéraux dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée, sans (cas "sec lisse") et avec (cas "humide rugueux") prise en compte du couvert végétal et de l'humidité de la couche superficielle du sol ; et différence exprimée en pourcentage par rapport au flux du cas "sec lisse".

La diminution du flux d'émission annuel, en masse, due au couvert végétal saisonnier et à l'humidité de la couche superficielle du sol sur la frange émissive saisonnièrement végétalisée varie alors de 18 à 43 %. La comparaison de ces valeurs avec celle du **tableau 4-4** conduit principalement à deux remarques. D'une part, la diminution du flux annuel devient nettement plus prononcée en combinant l'effet de l'humidité superficielle du sol à celui du couvert végétal saisonnier, et ce bien plus fortement dans le cas du produit CMORPH que des deux autres produits. D'autre part, l'impact de ces deux facteurs combinés devient plus important, en proportion, pour les années faiblement émissives (2004 et 2005) que pour les années fortement émissives (notamment 2007).

Afin de situer géographiquement l'impact combiné de ces deux facteurs, la **figure 4-40** représente l'écart en termes de nombres d'évènements pour l'année 2007 ; elle est donc comparable à la **figure 4-37**, où seul était pris en compte le couvert végétal saisonnier.

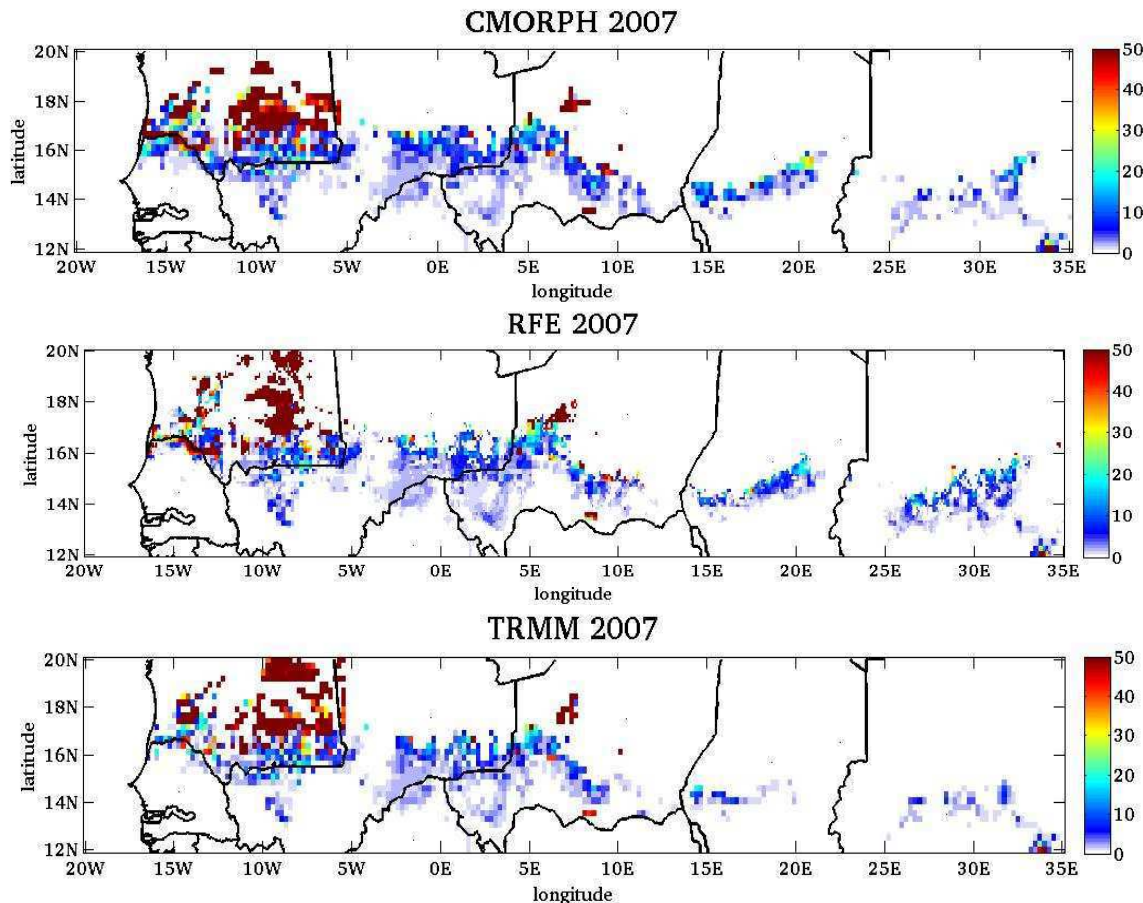


Figure 4-40 : Différence de nombres d'évènements pour l'année 2007 entre cas "sec lisse" et cas "humide rugueux" dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée selon le produit de pluie utilisé (haut : CMORPH ; milieu : RFE2.0 ; bas : TRMM3B42).

La différence de nombre d'évènements est beaucoup plus forte (par rapport à la **figure 4-37**) dans la région nord-ouest, qui correspond à de grandes étendues sableuses. En effet les émissions y sont fortes et fréquentes (voir **figure 4-33**). De plus le couvert végétal saisonnier y est certes présent mais très peu développé (voir **partie 3**), ce qui explique le fort impact de l'humidité superficielle du sol dans cette zone.

La prise en compte des effets combinés du couvert végétal saisonnier et de l'humidité superficielle du sol conduit donc à une importante diminution en masse du flux annuel d'émission d'aérosols minéraux simulé. Les résultats finaux expriment, de plus, une nette sensibilité au produit de pluie utilisé en forçage du modèle de végétation, en particulier pour les années où les émissions sont faibles.

4.6. Conclusion

Afin de modéliser les émissions d'aérosols minéraux en zone sahélienne, nous avons sélectionné le modèle DPM (Dust Production Model, Marticorena et Bergametti, 1995 ; Marticorena et al., 1997 ; Alfaro and Gomes, 2001 ; Laurent et al., 2007) qui repose sur une description explicite des processus mis en jeu. Une grandeur essentielle de ce modèle est la vitesse de friction seuil exercée par le vent sur la surface, et au-delà de laquelle les grains du sol sont mis en mouvement.

Cette vitesse de friction seuil dépend de divers facteurs : la granulométrie du sol, les éléments de rugosité et l'humidité de la couche superficielle du sol. De plus, la prise en compte des éléments de rugosité concerne non seulement les obstacles « statiques » (cailloux, végétation pérenne) mais aussi « dynamiques » (couvert végétal saisonnier).

Les états de surface en l'absence de végétation ont pour partie été obtenus à partir de mesures satellitaires POLDER-1 (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance ; Marticorena et al., 2004) et d'analyses géomorphologiques (Callot et al., 2000). Mais certaines régions n'ont pu être renseignées à cause d'une trop forte instabilité du signal au cours du temps (dû par exemple au développement de la végétation) ou de la présence de couvert nuageux. Elles ont alors été complétées en tenant compte des propriétés de la surface au pourtour d'une maille non renseignée. Ceci nous a permis de disposer de données de granulométrie et de rugosité de la surface (comprenant l'effet des éléments de rugosité statiques).

Nous avons alors converti hauteur et taux de couverture de la végétation saisonnière en termes de rugosité dynamique de la surface (Marticorena et al., 1997a ; 2006). Pour ce faire, des hypothèses ont dûes être posées concernant la structure de la végétation au sein d'une maille (de 0.10° ou 0.25°), dont notamment la répartition de la végétation en « patches » circulaires de 5 mètres de diamètres (Auvray, 2002).

De façon analogue, l'impact de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol sur la vitesse de friction seuil a été pris en compte grâce à une paramétrisation préexistante (Fécan et al., 1999) largement testée et utilisée.

Nous avons alors pu illustrer l'impact de ces différents facteurs, en nous concentrant toutefois sur les différences dues à la présence du couvert végétal, en termes d'émissions d'aérosols minéraux, dans une zone définie comme la « frange émissive saisonnièrement végétalisée », et dont l'étendue varie selon l'année et le produit de pluie utilisé en forçage.

Pour la période 2004 à 2007, la strate herbacée saisonnière présente ainsi une capacité d'inhibition des émissions de l'ordre de 8 à 28% en masse du flux total annuel de cette frange, qui lui peut varier de 1 à 30 Mt environ. L'impact combiné de la présence du couvert végétal saisonnier et de l'humidité superficielle du sol conduit à une inhibition en masse des émissions de l'ordre de 18 à 43%.

Une des principales limitations des outils employés ici réside dans la qualité des champs de vent. En effet, les émissions d'aérosols minéraux en zone sahélienne ont lieu principalement sous l'action de lignes de grains (Rajot et al., 2001 ; Marticorena et al., 2010), qui sont des évènements

intenses et brefs. Par conséquent, ils sont difficilement reproduits par des modèles météorologiques telles que les bases de données ECMWF employées ici. Un point crucial d'amélioration de nos outils sera donc, à l'avenir, de mieux caractériser ces champs de vent, par l'usage de modèles régionaux plus spécifiques comme par exemple le modèle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System ; Pielke et al., 1992). A l'heure actuelle, ces modèles présentent cependant de fortes contraintes pour la mise en oeuvre à l'échelle régionale, notamment en termes de temps de calcul.

Par ailleurs, il convient de rappeler ici que la paramétrisation de la hauteur de rugosité de la surface en fonction de caractéristiques du couvert végétal repose sur des hypothèses critiquables. En effet, la répartition de la végétation en « patchs » de 5 mètres de diamètre est raisonnable au vu des observations de terrain, mais ne peut décrire précisément la structure réelle de la végétation, qui peut notamment varier selon la microtopographie au sein d'une maille.

De plus, la paramétrisation de la vitesse de friction seuil a été avant tout développée dans le cas d'obstacles de faibles hauteur et densité, et non pas dans le cas spécifique d'un couvert végétal qui peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres de hauteur. Il serait pertinent, par la suite, de définir une nouvelle paramétrisation propre à ce type d'états de surface (voir par exemple McKinnon et al., 2004).

Enfin, la zone sahélienne comporte une part importante de zones cultivées, qui ont une réponse différente, en termes d'érosion éolienne, des zones « naturelles ». D'une part, les terres cultivées sont mises à nu en début de saison des pluies, alors que les lignes de grain provoquent de fortes émissions de particules minérales. Ces surfaces sont donc alors très sensibles à l'érosion éolienne. D'autre part, après la récolte, des résidus de culture peuvent être laissés sur place, ayant une fonction de piégeage des particules (Rajot et al., 2001). Afin d'améliorer la quantification des émissions d'aérosols minéraux au Sahel, un élément important sera donc de repérer les zones cultivées et leur attribuer un traitement propre tenant compte de ces particularités.

5. CONCLUSION

L'objectif de ce travail de thèse était de quantifier les émissions d'aérosols minéraux par érosion éolienne en zone semi-aride sahélienne, et d'estimer l'impact de la végétation saisonnière sur ces émissions. En effet, en raison des variations de l'état de leur surface au cours de l'année, les zones semi-arides sont lieu de phénomènes complexes régissant les émissions d'aérosols minéraux. Ce dernières dépendent de la rugosité de la surface, et donc du couvert végétal éventuellement présent, comme c'est le cas, de façon saisonnière, au Sahel. Or le développement de ce couvert végétal est lui-même conditionné par les précipitations et la texture du sol.

Dans le cadre de notre étude, nous avons développé des outils de modélisation pour simuler le couvert végétal saisonnier et l'émission d'aérosols désertiques par érosion éolienne. Notre zone d'étude était la ceinture sahélienne, de 10°N à 20°N et de 20°W à 35°E, et la résolution de travail de 0.10° à 0.25°. Afin de pouvoir reproduire la variabilité interannuelle des phénomènes observés, la fenêtre temporelle de notre étude était la période 2004-2007.

Une attention particulière a été portée aux données d'entrée nécessaires aux modèles utilisés et à leur sensibilité, afin de caractériser les valeurs disponibles et de sélectionner les plus pertinentes. A chaque étape, nous avons comparés les différentes grandeurs simulées à des observations, afin d'estimer incertitude et fiabilité de nos outils.

L'appréhension des processus physiques régissant l'émission d'aérosols minéraux en région semi-aride a nécessité d'articuler l'ensemble de ce travail en trois temps qui constituent des études indépendantes mais qui s'inscrivent dans une progression linéaire, pour constituer une démarche complète et homogène.

L'état de la surface étant un facteur clé dans l'étude de l'érosion éolienne, il a été primordial de définir les caractéristiques dynamiques du couvert végétal saisonnier. Or, en région semi-aride, la disponibilité en eau est le principal facteur limitant le développement de la végétation. Dans le cas présent les deux données d'entrée repérées comme les plus sensibles sont les précipitations d'une part et la texture du sol d'autre part. Or, en zone sahélienne, les précipitations présentent un fort gradient latitudinal, impliquant la nécessité de travailler avec des champs de pluie à la fois précis et correctement résolus, pour restituer au mieux cette forte variabilité.

Trois produits d'estimation des précipitations issus de mesures satellitaires (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42) ont été intercomparés et comparés également à des champs de valeurs résultant de l'interpolation spatiale (krigeage) de mesures de pluviomètres (données AGHRYMET) au cours de la saison des pluies au Sahel (mai à octobre) sur une période de 4 ans (2004 à 2007).

Les critères de comparaisons ont été définis pour leur pertinence en termes de dynamique de la végétation, à savoir : 1) cohérence spatiale de la structure du champ de pluie, 2) fréquence journalière des précipitations et 3) quantité de pluie. Les comparaisons ont été faites sur la région définie par 10°N-20°N, 20°W-35°E (10°N-17.5°N, 17.5°W-22.5°E pour les comparaisons avec les mesures de pluviomètres interpolées). Les résolutions de ces comparaisons sont de 1 à 10 jours et de 0.25° x 0.25° à 0.5° x 0.5° en raison des résolutions spatiales nominales des différents produits.

Les trois produits sélectionnés (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42) montrent un bon accord sur la ceinture sahélienne, et ce pour les trois critères. En termes de structure, les produits satellitaires présentent des caractéristiques similaires, aussi bien entre eux qu'avec les champs de valeurs krigées. De plus, cet accord est plutôt stable au cours du temps, d'une échelle intrasaisonnière à interannuelle.

En termes de fréquence des pluies, les trois produits satellitaires montrent un très bon accord global (environ 80%) pour la détection de jours de pluie. Toutefois, les résultats des comparaisons sur les quantités de pluie font clairement apparaître une surestimation par le produit CMORPH, alors que les produits TRMM3B42 et RFE2.0 indiquent des quantités de pluie similaires à celles des données krigées.

Les trois produits de pluie ayant montré, lors de l'étude d'intercomparaison (**partie 2**), des qualités comparables, ils ont tous été retenus pour les simulations de végétation et d'émissions d'aérosols minéraux. Par conséquent la variabilité induite par l'usage de différents produits de pluie apparaît dans les résultats finaux.

Quant à la texture du sol, définie en fonction de la profondeur, elle demeure un paramètre sensible. Le travail a donc ici été mené avec les bases de données les plus finement résolues et les plus complètes à ce jour (HWSD). A l'heure actuelle, l'usage de propriétés du sol plus précises ne pourrait être mis en oeuvre qu'à une échelle spatiale beaucoup plus réduite.

Pour décrire la dynamique de la végétation sahélienne, nous avons retenu un modèle permettant de représenter typiquement la végétation saisonnière sahélienne. Parmi les modèles de végétation disponibles, nous avons sélectionné le modèle STEP (Mougin et al., 1995 ; Lo Seen et al., 1995 ; Tracol et al., 2006), conçu spécifiquement pour reproduire la dynamique de la végétation sahélienne. Ce modèle s'articule en deux modules principaux, l'un traitant du bilan d'eau dans le sol (évaporation, transpiration...) et l'autre reproduisant la croissance des végétaux (croissance, fructification, sénescence...).

La spatialisation de ce modèle a soulevé des questions stratégiques en termes de données d'entrée. Notamment, toutes les améliorations apportées par les auteurs au modèle dans sa version ponctuelle n'ont pas pu être prises en compte (par exemple dégradation due au bétail et au climat), et un travail de sélection des paramétrisations qui ont pu être conservées a donc été mené à bien. Des tests de sensibilité du modèle ont également été effectués, afin d'identifier les paramètres et variables les plus sensibles. Les précipitations et la texture du sol avec la profondeur, ainsi que certains paramètres de calibration comme l'efficacité de conversion maximale et la biomasse initiale, apparaissent alors pour particulièrement sensibles.

Alors que des données météorologiques journalières (températures, rayonnement solaire...) issues de modèle comme ECMWF conviennent pour certaines variables du modèles, d'autres ont nécessité un travail particulier pour déterminer leur valeur sur l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, les données de texture du sol sont issues de la base de données HWSD. La détermination des valeurs de biomasse initiale repose sur la conversion d'observations de LAI MODIS à leur date d'émergence de leur niveau de bruit en saison sèche. Enfin, le zonage et les valeurs de l'efficacité de conversion maximale résultent de la minimisation de la somme des écarts quadratiques entre végétation simulée et observations MODIS pour l'année 2004.

Nous avons alors pu mener à bien une série de simulations dynamiques de la végétation saisonnière herbacée sahélienne pour la période 2004-2007, avec un pas de temps de 1 jour, et pour les trois produits de pluie mentionnés (CMORPH, RFE2.0 et TRMM3B42). En termes d'observations, les

LAI MODIS, issus d'observations satellitaires, à une résolution spatiale de l'ordre du km et temporelle de 8 jours, nous ont semblées les plus adaptées à un travail de comparaison avec les simulations de végétation. En effet, leur couverture spatiale et temporelle permet de mener à bien ces comparaisons sur toute la zone d'étude, à une fine résolution et pour toute la période considérée. Il s'agit, de plus, d'un produit pour lequel on dispose d'estimations de sa fiabilité en zone sahélienne (voir Fensholt et al., 2004 ; Mougin et al., 2009).

Les comparaisons des simulations de végétation aux observations satellitaires, en termes de LAI, ont ensuite été menées selon trois critères définis pour leur pertinence quant à la caractérisation des états de surface sensibles pour l'érosion éolienne : 1) la position de la limite nord du champ de végétation et sa dynamique, 2) les dates de démarrage et d'atteinte du maximum de la végétation, et 3) les valeurs de maximum de végétation. Ces comparaisons ont été menées dans un premier temps sur l'année 2004, et ont mis en lumière plusieurs caractéristiques des simulations.

Ainsi, quelque soit le produit de pluie utilisé, un champ de végétation apparaît et s'étend spatialement vers le nord de façon cohérente avec les observations MODIS ; la phase de sénescence est également bien reproduite par le modèle en termes de structure du champ de végétation. La dynamique globale du cycle végétatif est correctement reproduite à l'échelle régionale, aussi bien concernant le démarrage de la végétation que l'atteinte de son maximum. Quant aux valeurs maximales de LAI, elles sont globalement bien restituées par le modèle, avec toutefois une sous-estimation systématique des valeurs les plus fortes.

Le choix du produit de pluie utilisé pour forcer le modèle STEP joue peu sur ces comparaisons entre LAI MODIS et LAI simulés. Le produit CMORPH se démarque cependant des autres par deux éléments antagonistes : d'un côté il produit un moins bon accord en termes de dynamique avec les observations (démarrage et maximum de végétation prématurés), mais d'un autre, il permet un meilleur accord en termes de valeurs des LAI maximums.

Enfin, les conclusions tirées des comparaisons faites sur l'année 2004 entre LAI simulés et LAI MODIS demeurent à l'échelle pluriannuelle de 2004-2007. En effet, le modèle reproduit bien le cycle végétatif régional : l'accord est très bon en termes de dynamique, notamment concernant les dates d'atteinte du maximum de végétation, pour toutes les années étudiées. La variabilité de la localisation de la limite nord du champ de végétation est reproduite de façon plus inégale par le modèle, selon la date notamment. L'accord est le meilleur aux alentours du maximum de végétation. Enfin à l'échelle pluriannuelle persiste la sous-estimation des valeurs des LAI maximum par le modèle par rapport aux observations MODIS.

Les états de surface induits par la végétation présentent donc un accord robuste avec les observations, validant ainsi le choix d'outils de modélisation.

Enfin, un modèle a été choisi pour simuler les émissions d'aérosols minéraux sur la zone d'étude (DPM : Dust Production Model, Marticorena et Bergametti, 1995 ; Marticorena et al., 1997a, b ; Alfaro and Gomes, 2001 ; Laurent et al., 2006). Ce modèle repose lui aussi sur la description explicite des processus physiques mis en jeu, et notamment sur la définition d'une vitesse de friction seuil exercée par le vent sur la surface, et au-delà de laquelle les grains du sol sont mis en mouvement.

Les propriétés de la surface en l'absence de végétation proviennent de bases de données largement testées et utilisées (Callot et al., 2000 ; Marticorena et al., 2004 ; Laurent et al., 2008) pour la zone saharienne notamment (jusqu'à environ 16°N). Elles proviennent pour la plupart d'observations satellitaires POLDER-1, qui ont ensuite été complétées par des analyses géomorphologiques à partir de cartes topographiques et géologiques. Cependant, pour la partie sud de notre zone d'étude (12°N à

16°N environ), ces propriétés dans les mailles non renseignées ont été estimées en fonction des valeurs reportées dans les mailles adjacentes.

La hauteur et le taux de couverture de la végétation saisonnière jouent un grand rôle en termes de rugosité aérodynamique d'une surface, et donc d'érosion éolienne. Une première étape a consisté à convertir ces caractéristiques en termes de rugosité dynamique de la surface. Pour ce faire, des hypothèses ont dûes être posées concernant la structure de la végétation au sein d'une maille (de 0.10° ou 0.25°), dont notamment la répartition de la végétation en « patches ». De façon analogue, la prise en compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol, dont existait déjà une paramétrisation (Fécan et al., 1999) largement testée et utilisée, a un fort impact sur les émissions d'aérosols minéraux.

Nous avons alors pu illustrer l'impact de ces différents facteurs, en nous concentrant toutefois sur les différences dues à la présence du couvert végétal, en termes d'émissions d'aérosols minéraux, dans une zone définie comme la « frange émissive saisonnièrement végétalisée », et dont l'étendue varie selon l'année et le produit de pluie utilisé en forçage. La saisonnalité des flux d'émission simulés coïncide bien avec les observations de terrain (Marticorena et al., 2010). Pour la période 2004 à 2007, la strate herbacée saisonnière présente ainsi une capacité d'inhibition des émissions de l'ordre de 8 à 28% en masse du flux total annuel de cette frange, qui lui peut varier de 1 à 30 Mt environ. Cette capacité d'inhibition est comprise entre 18 et 43% lorsque l'on tient compte des effets combinés du couvert végétal et de l'humidité superficielle du sol.

Enfin, une des principales limitations des outils employés ici réside dans la qualité des champs de vent. En effet, les émissions d'aérosols minéraux en zone sahélienne ont lieu principalement sous l'action de lignes de grains (Rajot et al., 2001), qui sont des événements intenses et brefs. Par conséquent, ils sont difficilement reproduits par des modèles météorologiques telles que les bases de données ECMWF employées ici. Un point crucial d'amélioration de nos outils sera donc de mieux caractériser ces champs de vent, par l'usage de modèles régionaux plus spécifiques, comme RAMS (Regional Atmospheric Modeling System ; Pielke et al., 1992) ou WRF (Weather Research Forecasting ; Skamarock et al., 2008). A l'heure actuelle, ces modèles présentent de fortes contraintes pour leur mise en oeuvre à l'échelle régionale, en termes notamment de temps de calcul.

Tenant compte des sources d'incertitudes ainsi posées, le principal apport de ce travail est avant tout de proposer un outil complet pour l'appréhension des phénomènes physiques à variabilité interannuelle influant sur les états de surface et jouant notamment un rôle en termes d'érosion éolienne, le tout spécifiquement conçu pour une application en zone semi-aride à l'échelle régionale. Les modèles sélectionnés reposent sur une description explicite des processus physiques, aussi bien en termes de dynamique de la végétation que d'érosion éolienne. Ceci présente l'atout majeur de permettre une interprétation relativement détaillée de cette dynamique et l'amélioration de la représentation de ces processus le cas échéant. De plus, l'échelle de travail n'est pas figée, et si elle est ici la plus fine possible au vu des données disponibles (0.10° à 0.25°), cette résolution pourra aisément être encore réduite.

De plus, chacun des trois volets qui composent l'ensemble de ce travail comportent des résultats spécifiques : 1) l'élaboration d'une méthodologie et l'expertise en découlant portée sur trois produits satellitaires de précipitations en zone sahélienne, 2) une méthodologie pour la simulation de la végétation saisonnière sahélienne et sa comparaison à des observations, et 3) l'estimation des émissions d'aérosols minéraux en zone sahélienne. Notons ici que les estimations d'émissions

d'aérosols minéraux en zone sahélienne constituent une avancée importante dans l'étude globale des aérosols atmosphériques.

La principale limitation de ces simulations réside dans le fait que l'action de l'homme n'a pas été prise en compte. Or on peut supposer que ses impacts (en termes de modifications des états de surface) sur les émissions de particules minérales sont significatifs, de même que les changements d'occupation des sols : mise en culture, intensification du pâturage... En effet, en termes d'érosion éolienne, les surfaces cultivées ont une réponse nettement différente des zones « naturelles » notamment parce qu'elles sont mises à nu en début de saison des pluies, période pendant laquelle a lieu l'essentiel des émissions de particules minérales en zone sahélienne. Par ailleurs, le passage du bétail influe sur l'état et la structure du couvert végétal (ingestion, piétinement).

Enfin, une amélioration supplémentaire consistera à prendre en compte la présence et la dynamique des croûtes de surface (Casenave et Valentin, 1992), qui peuvent inhiber totalement l'érosion éolienne, mais aussi voir leurs propriétés varier fortement au cours du temps (abrasion, piétinement par le bétail...).

Une perspective de ce travail sera donc de localiser et quantifier les zones cultivées d'une part, et les zones de croûtes d'autre part, et leur rugosité propre, avant d'évaluer les caractéristiques des activités pastorales en termes d'impacts sur la végétation et donc sur la rugosité des surfaces. Une fois les impacts anthropiques « immédiats » pris en compte dans la modélisation des émissions de particules minérales, l'évolution de la fertilité du sol (sa richesse en nutriments, facteur limitant au développement de la végétation après la quantité d'eau disponible) et sa variabilité pourront également être étudiées.

Une autre perspective de ce travail sera de réaliser des simulations d'échelle décennale sur des périodes passées (la sécheresse des années 1970-1980 par exemple) ou des scénarios futurs concernant la région sahélienne, et notamment ceux intégrant les effets des changements climatiques à l'échelle régionale. Cet outil peut également permettre d'étudier l'éventuelle rétroaction liée à l'effet radiatif des aérosols désertiques sur le changement climatique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alfaro, S.C. and L. Gomes, 2001: Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, **106**, 18,075-18,084.
- Ali, A., T. Lebel and A. Amani (2005a), Estimation of rainfall in the Sahel. Part 1: Error function, *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 1691-1706.
- Ali, A., A. Amani, A. Diedhiou and T. Lebel (2005b), Estimation of rainfall in the Sahel. Part 2: Evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products, *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 1707-1722.
- Ali, A. and T. Lebel (2008), The Sahelian standardized rainfall index revisited, *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.1832.
- Anyamba, A. and C.J. Tucker, 2005: Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003, *J. Arid Environ.*, **63**, 596-614.
- Arya, S.P.S., 1975: A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on Arctic pack ice, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3447-3454.
- Asrar, G., M. Fuchs, E.T. Kanemasu and J.L. Hatfield, 1984: Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat, *Agron. J.*, **76**, 300-306.
- Auvray, M., 2002: Modélisation des émissions d'aérosol minéral en zone sahélienne semi-aride, *Rapport de DEA Chimie de la Pollution Atmosphérique et Physique de l'Environnement*, Université Paris 7, 30 pp.
- Bagnold, R.A., 1941: The physics of blown sand and desert dunes, *Methuen*, London, 265pp.
- Baret, F., O. Hagolle, B. Geiger, P. Bicheron, B. Miras, M. Huc, B. Berthelot, F. Nino, M. Weiss, O. Samain, J.L. Roujean and M. Leroy, 2007: LAI, FAPAR, and FCover CYCLOPES global products derived from Vegetation. Part 1: principles of the algorithm, *Remote Sens. Environ.*, **110**, 305-316.
- Baron, C., B. Sultan, M. Balme, B. Sarr, S. Traore, T. Lebel, S. Janicot and M. Dingkuhn, 2005: From GCM grid cell to agricultural plot: scale issues affecting modelling of climate impact. *Phil. Trans. R. Soc. B*, **360**, 2095-2108.
- Bauer, S.E., Y. Balkanski, M. Schulz, D.A. Hauglustaine and F. Dentener, 2004: Global modelling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces: The influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JD003868.

- Bégué, A., 1991: Estimation de la production primaire en zone Sahélienne à partir de données radiométriques. Cas d'un couvert discontinu : le mil, *Thèse, Université de Paris VII*, pp. 139.
- Belly, P.Y., 1964: Sand movement of wind, *TM No, US Army Coastal Engineering Research Center*, Washington D.C., 80pp.
- Bergametti, G., A.L. Dutot, P. Buat-Ménard, R. Losno and E. Remoudaki, 1989a: Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean, *Tellus B.*, **41**, 353-361.
- Bergametti, G., L. Gomes, E. Remoudaki, M. Desbois, D. Martin and P. Buat-Ménard, 1989b: Present transport and deposition patterns of African dusts to the northwestern Mediterranean, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Leinen, M., M., Sarnthein, (Eds.), Kluwer Acad., Norwell, Mass., 227-251.
- Bergametti, G., E. Remoudaki, R. Losno, E. Steiner, B. Chatenet and P. Buat-Ménard, 1992: Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, **14**, 501-513.
- Bergès, J.C., I. Jobard, F. Chopin and R. Roca (2010), EPSAT-SG: a satellite method for precipitation estimation; its concepts and implementation for the AMMA experiment, *Annales Geophysicae.*, **28**, 1-20.
- Bisal, F. and J. Hsieh, 1966: Influence of moisture on erodibility of soil by wind, *Soil Sci.*, **102**, 143-146.
- Boulain, N., B. Cappelaere, L. Séguis, J. Gignoux and C. Peugeot, 2006: Hydrologic and land use impacts on vegetation growth and NPP at the watershed scale in a semi-arid environment. *Reg. Environ. Change*, **6**, 147-156.
- Boulain, N., B. Cappelaere, L. Séguis, G. Favreau and J. Gignoux, 2009: Water balance and vegetation change in the Sahel: A case study at the watershed scale with an eco-hydrological model, *J. Arid Environ.*, **73**, 1125-1135, doi: 10.1016/j.jaridenv.2009.05.008
- Bréda, N., 2003: Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies, *J. Exp. Bot.*, **54**(392), 2403-2417.
- Brender, P., P. Ciais, P. Hiernaux, E. Mougin, C. Ottle, F. Chevallier, P. Peylin, L. Kergoat, N. Boulain, D. Ramier, B. Cappelaere and J. Demarty, 2009: Evaluation and improvement of the representation of sahelian savannah in the vegetation model ORCHIDEE, *Geophys. Res. Abstracts*, **11**, EGU2009-11895-5.
- Breuninger, R.H., D.A. Gillette, and R. Khil, 1989: Formation of wind-erodible aggregates for salty soils and soils with less than 50% sand composition in natural terrestrial environments, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, 31-63, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds), Kluwer Academic Publ., Dordrecht.

- Callot, Y., B. Marticorena and G. Bergametti, 2000: Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, **13**, 245-270.
- Casenave, A. and C. Valentin, 1992: A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa, *J. Hydrol.*, **130**, 231-249.
- Casenave A., Valentin C., Rodier J., 1989. Les états de surface en zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM Didactiques, ISSN 1142-2580, 229 pp.
- Cayrol, P., L. Kergoat, S. Moulin, G. Dedieu and A. Chehbouni, 2000: Calibrating a coupled SVAT-Vegetation growth model with remotely sensed reflectance and surface temperature – A case study for the HAPEX-Sahel grassland sites, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2452-2472.
- Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Jr. Cess, J.A. Coakley, J.E. Hansen and D.J. Hofmann, 1992: Climate forcing by atmospheric aerosols, *Science*, **255**, 423-430.
- Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes and G. Bergametti, 1996: Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, **43**, 901-911.
- Chepil, W.S., 1951: Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil. Sci.*, **72**, 387-401.
- Chester R., E.J. Sharples, G.S. Sanders and A.C. Saydam, 1984: Saharan dust incursion over the Tyrrhenian Sea, *Atmos. Environ.*, **18**, 929-935.
- Chiapello I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta and E. Santos-Soares, 1995: An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the North-Eastern Tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3191-3194.
- Chiapello, I. and C. Moulin, 2002: TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.129/2001GL01767.
- Claquin, T., C. Roelandt, K.E. Kohfeld, S.P. Harrison, I. Tegen, I.C. Prentice, Y. Balkanski, G. Bergametti, M. Hansson, N. Mahowald, H. Rodhe and M. Schulz, 2003: Radiative forcing of climate by ice-age atmospheric dust, *Clim. Dyn.*, **20**, 193-202.
- Colarco, P.R., O.B. Toon, O. Torres and F.J. Rasch, 2002: Determining the UV imaginary part of refractive index of Saharan dust particles from TOMS data and a three dimensional model of dust transport, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.129/2001JD000903.
- Cornet, A., 1981: Le bilan hydrique et son rôle dans la production de la strate herbacée de quelques phytocénoses sahéliennes au Sénégal, *Thèse, Université de Montpellier*, pp. 353.

- Coudé-Gaussen, G., 1984: Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, *Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine*, **8**, 167-182.
- Dai A., X. Lin and K-L Hsu, 2007: The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes, *Clim. Dyn.*, **29**, 727-744.
- d'Almeida, G. A. and Schütz, L., 1983: Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 233-243.
- Darmenova, K., I. N. Sokolik, Y. Shao, B. Marticorena and G. Bergametti, 2009: Development of a physically based dust emission module within the Weather Research and Forecasting (WRF) model: Assessment of dust emission parameterizations and input parameters for source regions in Central and East Asia, *J. Geophys. Res.*, **114**, D14201, doi:10.1029/2008JD011236.
- Delany, A.C., A.C. Delany, D.W. Parkin, J.J. Griffin, E.D. Goldberg and B.E.F. Reimann, 1967: Airborne dust collected at Barbados, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 885-909.
- Delmas, R., G. Mégie et V. Peuch, 2005 : Physique et chimie de l'atmosphère, *Echelles*, Belin, 639 pp.
- De Martonne, E. 1926: Aréisme et indice d'aridité, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **181**, 1395-1398.
- De Ridder, N. and H. Van Keulen, 1995: Estimating biomass through transfer functions based on simulation model results: a case study for the Sahel, *Agric. Water Manage.*, **28**, 57-71.
- Dingkuhn, M., C. Baron, V. Bonnal, F. Maraux, B. Sarr, B. Sultan, A. Clopes and F. Forest, 2003: Decision-support tools for rain-fed crops in the Sahel at the plot and regional scale. In: *Struif-Bontkes, T.E. Wopereis, MCS* (Eds.), A practical guide to decision-support tools for agricultural productivity and soil fertility enhancement in sub-saharan Africa. IFDC, CTA, 127-139.
- Dockery, D.W., C. A. Pope, X. P. Xu, J. D. Spengler, J. H. Ware, M. E. Fay, B. G. Ferris and F. E. Speizer, An association between air-pollution and mortality in 6 united-states cities. *New Eng. J. Med.*, **329**, 1753–1759, 1993.
- Dumay, F., M. Mainguet, J.C. Georges, O. Fall, H. Guang, O.H. Lémine and S.A. Lehibib, 2002: End of the global wind action system Saharao-sahelian in western Africa, *12th ISCO Conference, Beijing*.
- FAO-UNESCO (1971-1981), Soil Map of the World, 1:5000000, **II-X**.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009: Harmonized World Soil Database (version 1.1). *FAO*, Rome, Italy and *IIASA*, Laxenburg, Austria.
- Fécan, F., B. Marticorena and G. Bergametti, 1999: Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, **17**, 149-157.

- Fensholt, R., I. Sandholt and M. Schultz Rasmussen, 2004: Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements, *Remote Sens. Environ.*, **91**, 490-507.
- Frison, P.L., E. Mougin and P. Hiernaux, 1998: Observations and Interpretation of Seasonal ERS-1 Wind Scatterometer Data over Northern Sahel (Mali), *Remote Sens. Environ.*, **63**, 233-242.
- Ganor, E. and Y. Mamane, 1982: Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, **16**, 581-587.
- Gaussen, H., 1952: Expression des milieux par des formules écologiques. Leur représentation cartographique, *Colloques internationaux du CNRS*, 13-25.
- George, C., R.S. Strekowski, J. Kleffmann, K. Stemmler and M. Ammann, 2005: Photoenhanced uptake of gaseous NO₂ on solid compounds: a photochemical source of HONO? *Faraday Discuss.*, **130**, 195-210.
- Gillette, D.A., 1979: Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, *Saharan Dust*, Morales C., Wiley and Sons (Eds.), New-York, U.S.A., 71-94.
- Gillette, D.A., J. Adams, D.R. Muhs and R. Khil, 1982: Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, **87**, 9003-9015.
- Gillette, D.A., B. Marticorena and G. Bergametti, 1998: Change in the aerodynamic height by saltating grains: experimental assessment, test of theory and operational parameterization, *J. Geophys. Res.*, **103**, 6203-6210.
- Ginoux, P., J.M. Prospero, O. Torres and M. Chin, 2004: Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Model. Software*, **19**, 113-128.
- Gosse, G., C. Varlet-Grancher, R. Bonhomme, M. Chartier, J. Allirand and G. Lemaire, 1986: Production maximale de matière sèche et rayonnement intercepté par un couvert végétal, *Agronomie*, **6**, 47-56.
- Greeley, R. and J.D. Iversen, 1985: Wind as a geological process, *Cambridge Planetary Science series*, Cambridge university Press, 333pp.
- Greeley, R. D.G. Blumberg and S.H. Williams, 1994: Field measurements of active windblown sand, *Abstract of the workshop on response of eolian processes to global change*, the Desert Research Institute (Ed.), Occasional Paper N°2, Reno, Nevada.
- Grouzis, M., 1988: Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (Mare d'Oursi, Burkina Faso), *Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris*, 336 pp.

- Guieu, C., Y. Bozec, S. Blain, C. Ridame, G. Sarthou and N. Leblond, 2002: Impact of high Saharan dust inputs on dissolved iron concentrations in the Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.129/2001GL014454.
- Hanan, N.P., S.D. Prince and A. Bégue, 1997: Modelling vegetation primary production during HAPEX-Sahel using production efficiency and canopy conductance model formulations, *J. Hydrol.*, **188-189**, 651-675.
- Haxeltine, A. and I.C. Prentice, 1996a: BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types, *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 693-709.
- Haxeltine, A., I.C. Prentice and I.D. Cresswell, 1996: A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure, *J. Veg. Sci.*, **7**, 651-666.
- Haywood, J. M. and O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to the tropospheric aerosols: a review, *Rev. Geophys.*, **38**, 513-543.
- Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye: The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2002JD002226.
- Hiernaux, P. and H.N. Le Houérou, 2006: Les parcours du Sahel, *Sécheresse*, **17**, 51-71.
- Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier, 1997: Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,911-16,922.
- Hiernaux P., E. Mougin, L. Diarra, N. Soumaguel, F. Lavenu, Y. Tracol and M. Diawara, 2009: Rangeland response to rainfall and grazing pressure over two decades: herbaceous growth pattern, production and species composition in the Gourma, Mali. *J. Hydrol.*, **375**, 114-127.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M.M. Morissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations, *J. Hydrometeorol.*, **2**, 36-50.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong, E.F. Stocker and D.B. Wolff, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38-55.
- Hsu, K., X. Gao, S. Sorooshian and H.V. Gupta, 1997: Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1176-1190.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1995: Radiative forcing of climate change 1994, *Report from the scientific assessment Working Group (WGI)*, UNEP/WMO.

- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*.
- Iversen, J.D. and B.R. White, 1982: Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, **29**, 111-119.
- Jarlan, L., E. Mougin, P.L. Frison, P. Mazzega and P. Hiernaux, 2002: Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali), *Remote Sens. Environ.*, **81**, 404 – 415.
- Jarlan, L., E. Mougin, P. Mazzega, M. Schoenauer, Y. Tracol and P. Hiernaux, 2005: Using coarse remote sensing radar observations to control the trajectory of a simple Sahelian land surface model, *Rem. Sens. Environm.*, **94**, 269-285.
- Jarlan L., S. Mangiarotti, E. Mougin, P. Hiernaux, P. Mazzega and V. Le Dantec, 2008: Assimilation of SPOT/VGT-NDVI data into a sahelian grassland model. *Remote Sens. Environ.*, **112**, 1381-1394.
- Jickells, T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P.S. Liss, N. Mahowald, J.M. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen and R. Torres, 2005: Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate, *Science*, **38**, doi: 10.126/science.1105959.
- Jobard, I., F. Chopin, J.C. Berges and R. Roca, 2009: An intercomparison of 10-day precipitation satellite products during West African monsoon, Submitted to *Int. J. Remote Sens.*
- Joyce, R., J.E. Janowiak, P.A. Arkin and P. Xie, 2004: CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *J. Hydrometeorol.*, **5**, 487-503.
- Junge, C. E., 1963: Air chemistry and radioactivity, *Publisher New York and London. Academic Press*, pp.382.
- Justice, C.O., J. R. G. Townshend, N. Holben and C. J. Tucker, 1985: Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data, *Int. Remote Sens.*, **6**, 1271-1318.
- Kawamura, R., 1964: Study of sand movement by wind, *Hydraulic Eng. Lab. Tech. Rep.*, HEL-2-8, Berkeley University of California, 99-108.
- Koren, I. and Y.J. Kaufman, 2004: Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06122, doi:10.129/2003GL019338.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Fridelinstein, P. Ciais, S. Sitch and I.C. Prentice, 2005: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, doi: 10.129/2003GB002199.
- Lamptey, B.L. (2008), Comparison of gridded multisatellite rainfall estimates with gridded gauge rainfall over West Africa, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **40**, 1801-1820.

- Laurent, B., 2005: Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, *Thèse, Université Paris 12*, 216pp.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, P. Chazette, F. Maignan and C. Schmechtig, 2005: Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S04, doi: 10.1029/2004JD005013.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti and F. Mei, 2006: Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts, *Global Planet. Change*, **52**, 121-141.
- Laurent, B., B. Heinold, I. Tegen, C. Bouet and G. Cautenet, 2008a: Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodele case study, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi:10.1029/2008GL033654.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon and N. M. Mahowald, 2008b: Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14218, doi:10.1029/2007JD009484.
- Le Barbé, L., T. Lebel and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90, *J. Clim.*, **15**, 187-202.
- Lebel, T., and A. Amani, 1999: Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth? *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 555-568.
- Lebel, T., A. Diedhiou and H. Laurent, 2003: Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales, *J. Geophys. Res.*, **108**, 8389-8392.
- Legrand, M., C. N'Doumé and I. Jankowiak, 1994: Satellite-derived climatology of the Saharan Aerosol, *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II: proc. SPIE 2309*, D. K. Lynch (Ed.), 127-135.
- Le Houérou, H.N., 1989: The grazing land ecosystems of the African Sahel, *Ecological studies*, **75**, Springer – Verlag, Berlin, 282 pp.
- Le Roux, X., H. Gauthier, A. Bégué and H. Sinoquet, 1997: Radiation absorption and use by humid savanna grassland: assessment using remote sensing and modelling, *Agric. For. Meteorol.*, **85**, 117-132.
- Lettau, K., H.H. Lettau, 1978: Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration, *Exploring the World's Driest Climate*, H.H. Lettau and K. Lettau (Eds.), University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, IES Report **101**, 110-147.
- Linacre, E.T., 1977: A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone, *Agric. Meteorol.*, **18**, 409-424.

- Lo Seen, D., E. Mougin, S. Rambal, A. Gaston and P. Hiernaux, 1995: A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. II: Toward the control of its simulations by remotely sensed indices, *Remote Sens. Environ.*, **52**, 194-206.
- Lo Seen, D., A. Chehbouni, E. Njoku, S. Saatchi, E. Mougin and B. Monteny, 1997: An approach to couple vegetation functioning and soil-vegetation-atmosphere-transfer models for semiarid grasslands during the HAPEX-Sahel experiment, *Agric. For. Meteorol.*, **83**, 49-74.
- Losno, R., G. Bergametti, P. Carlier and G. Mouvier, 1991: Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species, *Atmos. Environ.*, **25**, 771-777.
- McKenna-Neuman, C. and W.G. Nickling, 1989: A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sediment by wind, *Can. J. Soil Sci.*, **69**, 79-96.
- McKinnon, D.J., G.D. Clow, R.K. Tigges, R.L. Reynolds and P.S. Chavez Jr, 2004: Comparison of aerodynamically and model-derived roughness lengths (z_0) over diverse surfaces, central Mojave desert, California, USA, *Geomorph.*, **63**, 103-113.
- Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schulz and H. Rodhe, 1999: Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, **104**, 15895-15916.
- Mahowald, N.M., C.S. Zender, C. Luo, D. Savoie, O. Torres and J. del Corral, 2002: Understanding the 30-year Barbados desert dust record, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.1029/ 2002JD002097.
- Mahowald N.M., G.D. Rivera Rivera and C. Luo, 2004: Comment on « Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission » by I. Tegen et al., *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: 10.1029/2004GL021272.
- Mahowald, N., D.T. Jickells, A.R. Baker, P. Artaxo, C.R. Benitez-Nelson, G. Bergametti, T. C. Bond, Y. Chen, D.D. Cohen, B. Herut, N. Kubilay, R. Losno, C. Luo, W. Maenhaut, K.A. McGee, G.S. Okin, R.L. Siefert and S. Tsukuda, 2008: Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates, and anthropogenic impacts, *Global Biogeochem. Cycles*, **22**, GB4026, doi:10.1029/2008GB003240.
- Marticorena, B., 1995: Modélisation de la production d'aérosols désertiques en zones arides et semi-arides: développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, *Thèse de doctorat, Université Paris 7*, 269 pp.
- Marticorena, B. and G. Bergametti, 1995: Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16415-16430.
- Marticorena, B. and G. Bergametti, 1996: Two-years simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1921-1924.

- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand, 1997a: Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, **102**, 4387-4404.
- Marticorena, B., G. Bergametti, D.A. Gillette and J. Belnap, 1997b: Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, **102**, 23277-23287.
- Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac and M. Legrand, 2004: Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, **25**, 603-626.
- Marticorena, B., M. Kardous, G. Bergametti, Y. Callot, P. Chazette, H. Khatteli, S. Le Hegarat-Masclé, M. Maille, J-L Rajot, D. Vidal-Madjar and M. Zribi, 2006: Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, *J. Geophys. Res.*, **111**, F03017, doi:10.1029/2006JF000462.
- Marticorena, B., B. Chatenet, J. L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. NDiaye and A. Zakou, 2010: Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: Analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 8899-8915.
- Mathon V., H. Laurent and T. Lebel, 2002: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 1081-1092.
- Meigs, P., 1953: World distribution of arid and semi arid homoclimates, *Rev. Res. Arid Zone Hydrol.* (UNESCO, Paris), 203-209.
- Menut, L., 2008: Sensitivity of hourly Saharan dust emissions to NCEP and ECMWF modeled wind speed, *J. Geophys. Res.*, **113**, D16201, doi:10.1029/2007JD009522.
- Merrill, J.T., M. Uematsu and R. Bleck, 1989: Meteorological analysis of long-range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, **94**, 8584-8598.
- Middleton, N.J. and A.S. Goudie, 2001: Saharan dust: sources and trajectories, *Transactions of the Institute of British Geographers*, **26**, 165-181.
- Monteith, J.L., 1965: Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, **19**, 205-234.
- Mougin, E., D. Lo Seen, S. Rambal, A. Gaston and P. Hiernaux, 1995: A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, **52**, 181-193.
- Mougin E., V. Demarez, M. Grippa, P. Hiernaux, L. Larouzière, C. Lion, M. Diawara and N. Soumaguel, 2009: Evaluation of MODIS LAI products in a sahelian environment (Gourma, Mali), *Poster presented at the 4h Global vegetation workshop, University of Montana, Missoula, June 16-19.*

- Myneni, R.B., Y. Kniazikhin, J.L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, S. Hoffman, X. Song, Y. Zhang, G.R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J.T. Morisette, P. Votava, R.R. Nemani and S.W. Running, 2002: Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data, *Remote Sens. Environ.*, **83**, 214-231.
- Negri, A.J., E.J. Nelkin, R.F. Adler, G.J. Huffman and C. Kummerow, 1995: Evaluation of passive microwave precipitation algorithms in wintertime midlatitude situations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 20-32.
- Nicholson, S.E., B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B.M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J.N. Noukpozoukou, M.M. Tanu, A. Thiam, A.A. Toure, and A.K. Traore, 2003: Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM rainfall products, *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 1355-1368.
- N'Tchayi, G.M., J. Bertrand, M. Legrand and J. Baudet, 1994: Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann. Geophys.*, **12**, 265-273.
- N'Tchayi, G.M., J.J. Bertrand and S.E. Nicholson, 1997: The diurnal and seasonal cycle of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 868-882.
- Organisation mondiale de la santé (OMS), 2006: *Lignes directrices OMS relatives à la qualité de l'air : particules, ozone, dioxyde d'azote et dioxyde de soufre. Mise à jour mondiale 2005. Synthèse de l'évaluation des risques*, 21 pp.
- Ouaidrari, H., 1994: Utilisation des données NOAA-AVHRR pour modéliser la production primaire du mil dans l'écosystème sahélien (Niger), *Thèse, Université de Paris VII*, 210 pp.
- Owen, P.R., 1964: Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid. Mech.*, **20**, part 2, 225-242.
- Penner, J.E., R.J. Charlson, J.M. Hales, N.S. Laulainen, R. Leifer, T. Novakov, J. Ogren, L.F. Radke, S.E. Schwartz and L. Travis, 1994: Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 375-400.
- Penning de Vries, F. W. T. and Djit-Ye, M. A., 1982 : La productivité des pâturages sahéliens. Une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle, *Agric. Res. Rep.*, **918**, Pudoc, Wageningen, 525 pp.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman and M. Stievenard, 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, **399**, 429-436.
- Pielke, R.A., W.R. Cotton, R.L. Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, L.D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.J. Lee and J.H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system – RAMS, *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.

- Pierre, C., G. Bergametti, B. Marticorena, E. Mougin, T. Lebel, A. Ali, Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling, soumis au *J.Geophys. Res.*
- Prentice, I.C., W. Cramer, S.P. Harrison et al., 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate, *J. Biogeogr.*, **19**, 117-134.
- Priestley, C.H.B., 1959: *Turbulent transfer in the lower atmosphere*, University of Chicago Press, Chicago, 130pp.
- Prigent, C., I. Tegen, P. Aires, B. Marticorena and M. Zribi, 2005: Estimation of the aerodynamic roughness length in arid and semi-arid regions over the globe with the ERS scatterometer, *J. Geophys. Res.*, **110**, D09205, doi: 10.1029/2004JD005370.
- Prince, S.D., 1991: A model of regional primary production for use with coarse-resolution satellite data, *Int. Remote Sens. Environ.*, **12**, 1313-1330.
- Prodi F. and G. Fea, 1979: A Case of Transport and Deposition of Saharan Dust Over the Italian Peninsula and Southern Europe, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6951-6960, doi:10.1029/JC084iC11p06951.
- Prospero, J.M. and T.N. Carlson, 1972: Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **77**, 5255-5265.
- Prospero, J.M. and P.J. Lamb, 2003: African droughts and dust transport to the Caribbean: climate change implications, *Science*, **302**, doi: 10.1126/science.1089915.
- Prospero, J. M., E. Bonatti, C. Schubert and T.N. Carlson, 1970: Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **9**, 287-293.
- Prospero, J.M., P. Ginoux, O. Torres, S.E. Nicholson and T.E. Gill, 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, **40**, 1, 1-31.
- Qian, W., L. Quan and S. Shi, 2002: Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. Climate*, **15**, 1216-1229.
- Rajot, J-L., 2001: Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger, *Bull. Soc. Geol. France*, **5**, 523-531.
- Ramanathan V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate and the hydrological cycle, *Science*, **294**, 2119-2124.
- Ramankutty, N., 2004: Croplands in West Africa: a geographically explicit dataset for use in models, *Earth Interact.*, **8**, 1-22.

- Ramier, D., F. Guichard, B. Cappelaere, L. Kergoat, J.L. Roujean, S. Galle, N. Boulain, J.M. Cohard, C.M. Taylor and A. Agusti-Panareda, 2010: Evaluation of satellite LandSAF and SRB products, ECMWF ISF and AMMA re-analysis surface incoming radiation with AMMA flux station data: Role of clouds and aerosols, *Geophys. Res. Abstracts*, **12**, EGU2010-14326.
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P-E. Kirstetter, M. Gosset, and J-C. Berges, 2010: Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorological relevant scales during the AMMA campaign using error estimates, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **49**, 715-731.
- Roujean, J.L., M. Leroy, P.Y. Deschamps, 1992: A Bidirectional Reflectance Model of the Earth's Surface for the Correction of Remote Sensing Data, *J. Geophys. Res.*, **97**(D18), 20455-20468.
- Rouse, J.W., R.H. Haas, D.W. Deering and J.A. Schell, 1974: Monitoring the vernal advancement and retrogradation (Green Wave effect) of natural vegetation, *Final Rep. RSC*, **1978-4**, Remote Sensing Center, Texas A&M Univ., College Station.
- Saleh, A. and D.W. Fryrear, 1995: *Threshold wind velocities of wet soils as affected by wind blown sand*, *Soil Sci.*, **160**, 304-309.
- Saleh, A., D.W. Fryrear and J.D. Bilbro, 1997: Aerodynamic roughness prediction from soil surface roughness measurement, *Soil Sci.*, **162**(3), 205-210.
- Samain O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk and F. Lavenu, 2008: Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14119, doi:10.1029/2007JD009174.
- Sapiano, M.R.P. and P.A. Arkin, 2009: An intercomparison and validation of high-resolution satellite precipitation estimates with 3-hourly gauge data, *J. Hydrometeorol.*, **10**, 149-166.
- Saugier, B., 1974: Transport de CO₂ et de vapeur d'eau à l'interface végétation-atmosphère, *Thèse, Université de Montpellier*, 156 pp.
- Schütz, L. and R. Jaenicke, 1974: Particle number and mass distributions above 10⁻⁴ cm radius in sand and aerosol of the Sahara desert, *J. Appl. Meteor.*, **13**, 863-870.
- Shao, Y., 2001: A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, **106**, 20239-20254.
- Shao, Y., 2004: Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JD004372.
- Shao, Y., and H. Lu, 2000: A simplified expression for threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, **105**, 22437-22443.
- Shao, Y., M.R. Raupach and J.F. Leys, 1996: A model for predicting Aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil. Res.*, **34**, 309-342, doi: 10.1071/SR9960309.

- Shine K. P. and P.M. de F. Forster, 1999: The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments, *Global Planet. Change*, **20**, 205–225.
- Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, M.G. Duda, X-Y. Huang, W. Wang and J.G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3, *NCAR technical note*, NCAR/TN-475+STR, 125 pp.
- Simioni, G., X. Le Roux, J. Gignoux and H. Sinoquet, 2000: Treegrass: a 3D, process-based model for simulating plant interactions in tree–grass ecosystems, *Ecol. Modell.*, **131**, 47–63.
- Sitch, S. B. Smith, I.C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J.O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M.T. Sykes, K. Thonicke and S. Venevsky, 2003: Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biol.*, **9**, 161–185.
- Sokolik, I. N. and O.B. Toon, 1996: Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, **381**, 681–683.
- Soroshian, S., K-L. Hsu, X. Gao, H.V. Gupta, B. Imam and D. Braithwaite, 2000: Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall, *Bull. Am. Met. Soc.*, **81**, 2035–2046.
- Steinmetz, S., 1990: Estimation de l'efficience de conversion en matière sèche du rayonnement solaire intercepté par une culture de blé à partir de la réflectance spectrale, *Thèse, Université de Montpellier*, 266 pp.
- Sultan, B. C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr and S. Janicot, 2005: Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon, *Agric. For. Meteorol.*, **128**, 93–110.
- Sun, J., 2002: Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 845–859.
- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot and J.Y. Gac, 1992: Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus B*, **44**, 133–149.
- Tegen, I. and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, **100**(D9), 18707–18726.
- Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison and K.E. Kohfeld, 2004: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Thomson, M.C., A.M. Molesworth, M.H. Djingarey, K.R. Yameogo, F. Belanger and L.E. Cuevas, 2006: Potential of environmental models to predict meningitis epidemics in Africa, *Tropical Medicine Int. Health*, **11**, 781–788, doi:10.1111/j.1365-3156.2006.01630.x.

- Tracol, Y., E. Mougin, P. Hiernaux and L. Jarlan, 2006: Testing a sahelian grassland functioning model against herbage mass measurements, *Ecol. Model.*, **193**, 437–446.
- Tucker, C.J., C.L. Vanpraet, M.J. Sharman and G. Van Ittersum, 1985: Satellite remote sensing of total herbaceous biomass in the Senegalese Sahel: 1980-1984, *Remote Sens. Environ.*, **17**, 233-249.
- Van Keulen, H., 1975: Simulation of water use and herbage growth in arid regions, *Simulation Monographs*, Pudoc, Wageningen, 176 pp.
- Van Leeuwen, W.J.D., A.R. Huete, C.L. Walthall, S.D. Prince, A. Bégué and J.L. Roujean, 1997: Deconvolution of remotely sensed spectral mixtures for retrieval of LAI, fAPAR and soil brightness, *J. Hydrol.*, **188-189**, 697-724.
- Watson, D.J., 1947: Comparative physiological studies in the growth of field crops. I. Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years, *Ann. Bot.*, **11**, 41-76.
- Weiss M., F. Baret, G.J. Smith, I. Jonckheere and P. Coppin, 2004: Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination. Part II: Estimation of LAI, errors and sampling. *Agric. For. Meteorol.*, **121**, 37-53.
- Whitby, K.T. and B.K. Cantrell, 1976: Atmospheric Aerosols: Characteristics and Measurement, *International Conference on Environmental Sensing and Assessment (ICESA)*, Institute of Electrical and Electronic Engineers (IEEE), September 14-19, 1975, Las Vegas, NV.
- White, B.R., 1979: Soil transport by wind on Mars, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4643-4651.
- Xie, P., and P.A. Arkin, 1996: Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model prediction, *J. Clim.*, **9**, 840-858.
- Zingg, A.W., 1953: Wind-tunnel studies of the movement of sedimentary material, *Proceeding 5th Hydraulic Conference Bulletin*, **34**, 111-135.
- Zobler, L., 1986: A World soil file for global climate modelling, *NASA Technical Memorandum*, 87802.

LISTE DES TABLEAUX

1. INTRODUCTION

Tableau 1-1 : Emissions annuelles d'aérosols (en million de tonnes par an) en fonction de leur origine et indication sur leur taille et les principaux éléments chimiques associés (estimations et estimations min. et max. d'après Delmas et al., 2005 ; taille et composition d'après IPCC, 1995).

2. COMPARAISONS PLURIANNUELLES DE PRODUITS SATELLITAIRES DE PLUIE AU SAHEL

Tableaux de l'article " Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling"

Tableau 2-1: Main characteristics of the three selected precipitation satellite products; see text for details on acronyms (adapted from Dai et al., 2007).

Tableau 2-2 : Statistical values of the linear regressions between satellite-derived precipitation products in terms of precipitation amounts for the rainy seasons (May to October) 2004-2007 and over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

Tableau 2-3 : Statistical values of the linear regressions between satellite-derived precipitation products and kriged rain gauge data in terms of precipitation amounts for the rainy seasons (May to October) 2004-2007 and over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

3. SIMULATIONS DYNAMIQUES DE LA VEGETATION SAHELIENNE

Tableau 3-1 : Paramètres et variables du modèle STEP soumis à des tests de sensibilité, leur valeur de référence, minimale et maximale selon la source indiquée.

Tableau 3-2 : Valeur de l'efficience de conversion ε_c minimisant les résidus, pour les zones 1 à 4, pour les produits CMORPH, TRMM et RFE, ainsi que la valeur moyenne en chaque zone.

4. SIMULATIONS DES EMISSIONS D'AEROSOLS EN REGION SAHELIENNE

Tableau 4-1 : Populations minéralogiques typiques des sols sahariens et sahéliens (dénomination, paramètres statistiques des distributions log-normales – diamètres médians et écarts type – et teneur en argile (i.e. texture). D'après Chatenet et al., 1996.

Tableau 4-2 : Flux d'émission annuels, en Mt, pour la zone d'étude (12°N-20°N, 20°W-35°E) selon les années, les produits de pluie employés comme forçage, et les facteurs pris en compte, à la résolution de 0.25°.

Tableau 4-3 : Flux d'émission annuels, en Mt, pour la zone d'étude (12°N-20°N, 20°W-35°E) selon les années, les produits de pluie employés comme forçage, et les facteurs pris en compte, à la résolution de 0.10°.

Tableau 4-4 : Flux annuels d'émission d'aérosols minéraux dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée, sans (cas « sec lisse ») et avec (cas « sec rugueux ») prise en compte du couvert végétal ; et différence exprimée en pourcentage par rapport au flux du cas « sec lisse ».

Tableau 4-5 : Flux annuels d'émissions d'aérosols minéraux dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée, sans (cas "sec lisse") et avec (cas "humide rugueux") prise en compte du couvert végétal et de l'humidité de la couche superficielle du sol ; et différence exprimée en pourcentage par rapport au flux du cas "sec lisse".

LISTE DES FIGURES

1. INTRODUCTION

Figure 1-1 : *Processus de formation et de distribution en taille des différents types d'aérosols (d'après Whitby et Cantrell, 1976).*

Figure 1-2 : *Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux (d'après Meigs, 1953 et Coudé-Gaussen, 1984).*

Figure 1-3 : *Dépôt des aérosols minéraux (en g/m²/an) d'après la moyenne sur 10 années des estimations de trois modèles (Luo et al., 2003 ; Ginoux et al., 2004 ; Tegen et al., 2004). (Jickells et al., 2005)*

Figure 1-4 : *Nombre de jours de visibilité réduite en raison de la présence d'aérosols minéraux (brume sèche) et précipitations annuelles (mm), mesurés à la station météorologique de Gao (Mali), de 1952 à 1984 (d'après N'Tchayi et al., 1994).*

2. COMPARAISONS PLURIANNUELLES DE PRODUITS SATELLITAIRES DE PLUIE AU SAHEL

Tableaux de l'article " Pluriannual comparisons of satellite based rainfall products over the Sahelian Belt for seasonal vegetation modelling"

Figure 2-1 : *Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the CMORPH product.*

Figure 2-2 : *Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the RFE2.0 product.*

Figure 2-3 : *Rainfall amount over the Sahelian Belt during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved by the TRMM3B42 product.*

Figure 2-4 : *Location of the CILSS (dots) and the synoptic network (encircled crosses) rain gauge stations (adapted from Ali and Lebel, 2008).*

Figure 2-5 : *Rainfall amount during the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period as retrieved from the kriged rain gauge data.*

Figure 2-6 : *Distribution of the annual mean rainfall for the rainy season (May to October) averaged over the period 2004-2007, for CMORPH, TRMM3B42 and RFE2.0. Data are averaged over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.*

Figure 2-7 : Normalized rainfall during the rainy season (May to October) cumulated over the period 2004-2007 for CMORPH, TRMM3B42 and RFE2.0.

Figure 2-8 : Correlation coefficients during the rainy season (May to October) of 2004 to 2007, for the three couples of satellite-based precipitation products. Correlation coefficients are computed by decade over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E. Missing values (e.g. end of July 2005) correspond to missing satellite data.

Figure 2-9 : Distribution of the annual mean rainfall for the rainy season (May to October) averaged over the period 2004-2007, for CMORPH, TRMM3B42, RFE2.0 and the kriged data. Data are averaged over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

Figure 2-10 : Normalized cumulated rainfall during the rainy season (May to October) 2004 to 2007, for the kriged gauges measurements and for the three studied satellite-based products. Interpolation not taken into account over Nigeria (white box: no gauges measurements available).

Figure 2-11 : Correlation coefficients during the rainy season (May to October) of 2004 to 2007, between the three satellite derived precipitation products and spatially interpolated gauges-measurements. Correlation coefficients are computed by decade over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

Figure 2-12 : Mean annual number of rainy days for the rainy season (May to October) averaged over 2004-2007 for the three satellite derived precipitation products.

Figure 2-13 : Agreement between daily satellite derived precipitation products for the detection of rainy days (y/y: agreement on rainy day; n/n: agreement on not rainy day; y/n: disagreement rainy/not rainy day; n/y: disagreement not rainy/rainy day), computed over May to October for the period 2004-2007 and over the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

Figure 2-14 : Scores of agreement between the satellite derived precipitation products for the daily detection of rain events (y/y and n/n) during the rainy season (May to October) and averaged over the period 2004-2007.

Figure 2-15 : Daily scores of agreement in detection of rainy days for the rainy season (May to October) 2006, for the three couples of satellite-based products.

Figure 2-16 : 10-days rainfall estimates (mm) of CMORPH versus RFE2.0 (top), CMORPH versus TRMM3B42 (middle) and TRMM3B42 versus RFE2.0 (bottom) for the rainy seasons (May to October) 2004 to 2007 and for the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E.

Figure 2-17 : Mean annual differences in precipitation amount over the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period and for the 3 couples of satellite derived precipitation products.

Figure 2-18 : Slopes of the linear regression of the rainfall amount for couples of satellite derived precipitation products during the rainy season for the period 2004 to 2007 and for the area 10°N to 20°N; 20°W to 35°E. Missing values (e.g. end of July 2005) correspond to missing satellite data.

Figure 2-19 : 10-days rainfall estimates (mm) of CMORPH (top), TRMM3B42 (middle) and RFE2.0 (bottom) versus kriged rain gauge data for the rainy seasons (May to October) 2004 to 2007 and for the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E.

Figure 2-20 : Mean annual differences in precipitation amount over the rainy season (May to October) averaged over the 2004-2007 period between the 3 couples of satellite derived precipitation product and the kriged rain gauge data.

Figure 2-21 : Slope of the linear regression between satellite-based products and kriged data, during the rainy season (May to October) 2004 to 2007.

Figure 2-22 : A typical green biomass dynamics through the year 2004 as simulated by the STEP model with TRMM3B42 rainfall datasets.

Figure 2-23 : Cumulated distribution of the date of beginning of the annual vegetation growth over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E for the 3 satellite-based rainfall products in 2004.

Figure 2-24 : Cumulated distribution of the date at which the maximum of vegetation is simulated over the area 10°N to 17.5°N; 17.5°W to 22.5°E for the 3 satellite-based rainfall products in 2004.

Figure 2-25 : Simulated maximum biomass in 2004 when using the 3 different satellite-based rainfall products as precipitation field.

(fin de l'article)

Figure 2-26 : Nombre de jours de pluie strictement comprise entre 0 et 1 mm en 2004, pour les produits satellitaires CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas).

Figure 2-27 : Proportion de la zone sahélienne pour laquelle les produits satellitaires CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas) indiquent une pluie journalière strictement comprise entre 0 et 1 mm, pour tous les jours de l'année 2004.

3. SIMULATIONS DYNAMIQUES DE LA VEGETATION SAHELIENNE

Figure 3-1 : Valeurs moyennes des LAI MODIS au Sahel pour la saison sèche 2004 (janvier à mars).

Figure 3-2 : Distribution des valeurs moyennes (classes : 0.05) des LAI MODIS au Sahel pour la saison sèche 2004 (janvier à mars).

Figure 3-3 : Schéma conceptuel du modèle STEP (d'après Mougin et al., 1995).

Figure 3-4 : Dynamique annuelle des variables pluie TRMM3B42 (gauche), rayonnement (milieu) et températures minimales et maximales journalières (droite) (ECMWF) au point (13°N, 10°W) en 2004.

Figure 3-5 : Dynamique annuelle des LAI simulés au point (13°N, 10°W) avec le jeu de données d'entrée de référence.

Figure 3-6 : dynamique annuelle des LAI simulés au point (13°N, 10°W) selon un jeu de données d'entrée de référence (courbes rouge), et pour des valeurs extrêmes des paramètres ϵ_c , B_{g0} , C3C4 et SLA_{g0} et des variables Tmin, Tmax et rayonnement (de gauche à droite et de haut en bas) (courbes bleues (vertes): paramètre ou variable forcé à son minimum (maximum)).

Figure 3-7 : Dynamique annuelle des LAI simulés selon un jeu de données d'entrée de référence (courbes rouge), et pour deux types de sol, selon deux scénarios de pluie (courbes bleues (vertes): sol argileux (sableux)).

Figure 3-8 : Type de sol HWSO prépondérant dans la première couche du sol, après agrégation à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Figure 3-9 : Déviation standard des LAI MODIS sur la saisons sèche (janviers à mars) 2004.

Figure 3-10 : Valeurs moyennes (haut) et déviation standard (bas) de la biomasse initiale pour les 4 années 2004 à 2007.

Figure 3-11 : Graphes de dispersion des valeurs de la biomasse initiale pour les années 2004-2005 (h.g.), 2005-2006 (h.d.), 2006-2007 (b.g) et 2007-2004 (b.d.)

Figure 3-12 : Différences de LAI (m^2/m^2) au 1^{er} août 2004 entre observations MODIS et végétation simulée avec le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas).

Figure 3-13 : champs de pluie CMORPH (haut), RFE (milieu) et TRMM (bas) cumulés sur les années 2004 à 2007 puis normalisés.

Figure 3-14 : Résidus (sommes quadratiques des écarts entre LAI simulés et LAI MODIS) en fonction de l'efficacité de conversion pour les simulations obtenues avec CMORPH (en haut, courbes bleues), TRMM (en haut, courbes rouges) et RFE (en bas, courbes vertes) pour les zones 1 à 4.

Figure 3-15 : LAI (en m^2/m^2) simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM, aux premiers jours des mois de mai à octobre 2004.

Figure 3-16 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH sur l'année 2004.

Figure 3-17 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE sur l'année 2004.

Figure 3-18 : Valeurs maximales de LAI (haut) et dates d'atteinte de ces maxima (bas) simulées par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM sur l'année 2004.

Figure 3-19 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=220 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-20 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=550 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-21 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre 2004 (n=220 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-22 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), RFE (noir) et TRMM (vert) aux 1^{er} juillet, 1^{er} août et 1^{er} septembre 2004.

Figure 3-23 : Distributions cumulées des dates de démarrage de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour l'année 2004.

Figure 3-24 : Distributions cumulées des dates de maximum de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour l'année 2004.

Figure 3-25 : Dates de démarrage en jour de l'année (Day of Year – DoY) de la végétation en 2004 d'après les LAI MODIS (haut), et d'après les simulations obtenues avec le modèle STEP forcé par les produits de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas).

Figure 3-26 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs des LAI 15 jours après le démarrage de la végétation, simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5°, pour l'année 2004 (n~1600).

Figure 3-27 : Valeurs maximales des LAI MODIS (haut) et des LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) sur l'année 2004.

Figure 3-28 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs maximum des LAI simulés par le modèle STEP forcé

par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5°, pour l'année 2004 (n~1600).

Figure 3-29 : Evolution temporelle des LAI observés (MODIS) et simulés par le modèle STEP forcés par les produits de pluie CMORPH (bleu), RFE (vert) et TRMM (noir) en 2004 pour différentes longitudes le long de la latitude 13°N.

Figure 3-30 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 (n=880 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-31 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie RFE (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 (n= 2200 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-32 : Graphes de densité de localisation en latitude de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (ordonnées) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie TRMM (abscisses) aux 1^{er} mai à octobre, cumulés de 2004 à 2007 (n=880 ; en pointillés, droite de pente 1).

Figure 3-33 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} juillet 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

Figure 3-34 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} août 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

Figure 3-35 : Localisation de la limite nord du champ de végétation d'après les LAI MODIS (haut) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH, RFE et TRMM (de haut en bas) aux 1^{er} septembre 2004 (rouge), 2005 (bleu), 2006 (noir) et 2007 (vert) en fonction de la longitude.

Figure 3-36 : Distributions cumulées des dates de démarrage de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour les années 2004 (h.g.), 2005 (h.d.), 2006 (b.g.) et 2007 (b.d.).

Figure 3-37 : Distributions cumulées des dates de maximum de la végétation d'après les LAI MODIS (rouge) et les LAI simulés par le modèle STEP forcé avec le produit de pluie CMORPH (bleu), TRMM (vert) et RFE (noir) pour les années 2004 (h.g.), 2005 (h.d.), 2006 (b.g.) et 2007 (b.d.).

Figure 3-38 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs des LAI 15 jours après le démarrage de la végétation,

simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5° , pour l'année 2004 ($n \sim 6500$).

Figure 3-39 : Graphes de dispersion et paramètres de régression linéaire (pente, ordonnée à l'origine, coefficient de corrélation) des valeurs maximum des LAI simulés par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH (gauche), TRMM (milieu) et RFE (droite) en fonction des valeurs maximum des LAI MODIS, agrégés à 0.5° , pour les 4 années 2004 à 2007.

4. SIMULATIONS DES EMISSIONS D'AEROSOLS EN REGION SAHELIEENNE

Figure 4-1 : Forces en jeu dans la mise en mouvement des grains du sol : force de friction du vent ; poids des particules P ; forces de cohésion interparticulaires I_p et forces capillaires F_c (d'après Marticorena, comm.pers.).

Figure 4-2 : Répartition de l'énergie provenant de l'action du vent sur la surface, entre surface lisse et éléments de rugosité (d'après Marticorena, comm. pers.)

Figure 4-3 : Schéma des processus agissant lors de l'érosion éolienne et des flux en résultant. (Laurent, 2005).

Figure 4-4 : Schéma synthétique des paramètres physiques et de leurs paramétrisations dans le modèle DPM de production d'aérosol par érosion éolienne (Laurent, 2005, d'après Marticorena and Bergametti, 1995).

Figure 4-5 : Vitesses de friction seuil en fonction du diamètre des particules de sol, d'après : Iversen and White, 1982 (IW82) ; Shao and Lu, 2000 (SL00) pour différentes valeurs de γ ; et mesures en soufflerie de Fletcher, 1976 et Greeley et al., 1985. (Laurent, 2005)

Figure 4-6 : Vitesse de friction seuil en fonction de la hauteur de rugosité de la surface, pour une hauteur de rugosité lisse valant 10^{-3} cm, d'après la paramétrisation (6) (courbe) et des mesures de Gillette et al., 1982, et Nickling et Gillies, 1989 (points). (Marticorena and Bergametti, 1995)

Figure 4-7 : Rapports des vitesses de friction seuil « humide » sur « sèche » mesurés et calculés en fonction de l'humidité gravimétrique du sol (mesures : (1) Belly, 1964 ; (2) Bisal and Hsieh, 1966 ; (4) Saleh and Fryrear, 1995 ; (4a et b) McKenna-Neuman and Nickling, 1989) (Fécan et al., 1999).

Figure 4-8 : Carte des hauteurs de rugosité aérodynamiques – en logarithme décimal, Z_0 étant exprimé en cm - dérivée des produits POLDER-1 à la résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Figure 4-9 : Logarithme du rapport Z_0/h en fonction de la surface latérale des obstacles L_c (Marticorena et al., 2006).

Figure 4-10 : Humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol au 1^{er} septembre 2004 obtenue avec le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM 3B42.

Figure 4-11 : Carte de la vitesse de friction seuil U^* , minimale (i.e. en l'absence de végétation saisonnière) calculée à partir des hauteurs de rugosité aérodynamique dérivées des produits POLDER-1 et complétée à partir d'une analyse géomorphologique des états de surface.

Figure 4-12 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-13 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-14 : Cartes de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-15 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-16 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-17 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol telle que simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-18 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-19 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-20 : Cartes des logarithmes des hauteurs de rugosité dynamique tenant compte de la rugosité statique de la surface et de la végétation simulée par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-21 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie CMORPH sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-22 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie RFE2.0 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-23 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 pour les 100^{ème}, 200^{ème}, 250^{ème} et 300^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-24 : Cartes du rapport de la vitesse de friction seuil minimale tenant compte de l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol et de la présence de végétation telles que simulées par le modèle STEP forcé par le produit de pluie TRMM3B42 sur la vitesse de friction seuil minimale pour un sol sec pour les 120^{ème}, 140^{ème}, 160^{ème} et 180^{ème} jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year).

Figure 4-25 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, à la résolution de 0.25°, pour une surface sèche et dépourvue de végétation.

Figure 4-26 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, à la résolution de 0.10°, pour une surface sèche et dépourvue de végétation.

Figure 4-27 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie CMORPH.

Figure 4-28 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie RFE2.0.

Figure 4-29 : Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2004 simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.

Figure 4-30 : *Fréquence de vitesse de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour l'année 2004.*

Figure 4-31 : *Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2005 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.*

Figure 4-32 : *Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2006 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.*

Figure 4-33 : *Cartes des émissions annuelles d'aérosol sahélien (haut) et des fréquences d'émissions (bas) en 2007 simulées par le modèle DPM, forcé par la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.*

Figure 4-34 : *Fréquence de vitesse de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour les années 2004 (haut) et 2007 (bas).*

Figure 4-35 : *Distribution des vitesses de vent à 10 m (ECMWF) supérieure à 7 m/s pour les années 2004 et 2007.*

Figure 4-36 : *Cartes pour l'année 2007 de (de haut en bas) : localisation d'un flux d'émission d'aérosols minéraux non nul dans le cas « lisse sec » ; localisation de la végétation saisonnière dont le LAI dépasse $0.3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ sur l'année ; mailles satisfaisant ces 2 conditions ; émissions annuelles d'aérosol sahélien (en Mt), simulées par le modèle DPM, forcé par l'humidité superficielle et la rugosité calculée à partir de la végétation simulée avec le produit de pluie TRMM3B42.*

Figure 4-37 : *Différence de nombres d'évènement pour l'année 2007 entre « cas sec et lisse » et cas « sec et rugueux » dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée selon le produit de pluie utilisée (haut : CMORPH ; milieu : RFE2.0 ; bas : TRMM3B42).*

Figure 4-38 : *Distribution temporelle (en décades) des flux d'émission d'aérosols minéraux (en Mt) pour l'année 2007 dans notre zone d'étude (gauche) et dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée (droite) simulés par le DPM avec les trois produits de pluie en forçage (CMORPH : haut ; RFE : milieu ; TRMM : bas).*

Figure 4-39 : *Distribution temporelle (par décades) des vitesses de vent à 10 m (ECMWF) supérieures à 7 m/s pour l'année 2007.*

Figure 4-40 : *Différence de nombres d'évènements pour l'année 2007 entre cas "sec lisse" et cas "humide rugueux" dans la frange émissive saisonnièrement végétalisée selon le produit de pluie utilisé (haut : CMORPH ; milieu : RFE2.0 ; bas : TRMM3B42).*